N° d'ordre : 44

THÈSE

PRÉSENTÉE

A LA FACULTÉ DES SCIENCES DE L'UNIVERSITÉ DE BESANÇON

POUR OBTENIR

LE DIPLOME DE DOCTEUR DE 3° CYCLE SPÉCIALITÉ GÉOLOGIE APPLIQUÉE

PAR

Daniel DUPLESSIS-KERGOMARD
Licencié ès-Sciences

THÈSE

Etude Géologique de la Bordure Bressanne du Jura entre Saint-Amour et Treffort

---

1 MARS 1968

SOUTENUE LE FÉVRIER 1968, DEVANT LA COMMISSION D'EXAMEN

JURY : MM. **DREYFUSS,** Professeur — Président
THÉOBALD, Professeur
THIEBAUT, Professeur — Examinateurs

Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41547627_0004

N° d'ordre : 44

THÈSE

PRÉSENTÉE

A LA FACULTÉ DES SCIENCES DE L'UNIVERSITÉ DE BESANÇON

POUR OBTENIR

LE DIPLOME DE DOCTEUR DE 3° CYCLE SPÉCIALITÉ GÉOLOGIE APPLIQUÉE

PAR

Daniel DUPLESSIS-KERGOMARD

Licencié ès-Sciences

THÈSE

Etude Géologique de la Bordure Bressanne du Jura entre Saint-Amour et Treffort

---

1 MARS 1968

SOUTENUE LE FÉVRIER 1968, DEVANT LA COMMISSION D'EXAMEN

JURY : MM. **DREYFUSS,** Professeur — Président

THÉOBALD, Professeur
THIEBAUT, Professeur — Examinateurs

UNIV.
LEIDEN
BIBL.

FACULTE DES SCIENCES

DOYEN : M. JACQUEMAIN
ASSESSEUR : M. MESNAGE
CONSEILLER ADMINISTRATIF UNIVERSITAIRE : M. LAMBERT

Professeurs : MM. ARBEY : Astronomie
CHALEAT : Mécanique Appliquée
CHATELET : Mathématiques
DREYFUSS : Géologie Minéralogie
GALATRY : Physique Théorique
GOMOT : Zoologie
JACQUEMAIN : Chimie Appliquée
MESNAGE : Chronométrie
NAHON : Mécanique Théorique
PERROT : Chimie Générale
PLUVINAGE : Physique Théorique
RIPPLINGER : Physiologie animale
THEOBALD N. : Géologie
TRONCHET : Botanique
VIENOT : Physique Générale

PROFESSEURS HONORAIRES CHARGES DE COURS
MM. DUFFIEUX : Physique
UEBERSFELD : Physique

PROFESSEURS A TITRE PERSONNEL
MM. BERNARD : Chimie Physique
QUANTIN : Botanique
THIEBAUT : Géologie Minéralogie

PROFESSEUR ASSOCIE
M. DEFIX : Mécanique Appliquée

PROFESSEURS SANS CHAIRE
MM. BONNEAU : Astronomie
CERUTTI : Chimie Appliquée
DEVIN : Chimie Générale
GOUARNE : Mathématiques
Mle LEGRAND : Botanique
MM. POTIER : Cristallographie
REAL : Zoologie
VALLEE : Mathématiques Appliquées

MAITRES DE CONFERENCES
MM. HARTMANN : Physique Générale
PARIZET : Mathématiques
ROBERT : Mathématiques
THEOBALD J.G. : Spectroscopie hertzienne

CHARGES D'ENSEIGNEMENT
MM. BANTEGNIE : Mathématiques
HELLEGOUARCH : Mathématiques
MASSONIE : Mathématiques
MERIGOUX : Physique
MIELLOU : Mathématiques
OLIVIER : Physique
REMOND : Chronométrie

"A ma femme"

E. Bertrand, 1763

"Se borner aux faits et les vérifier, ne s'attacher à aucun parti et ne pas se fixer aux productions d'une seule contrée, c'est remplir le but d'un Naturaliste, qui regarde toute la terre comme son Domaine et la vérité seule, établie sur des faits certains, comme digne de l'occuper"

"Dictionnaire universel des fossiles propres et des fossiles accidentels".

Je remercie Monsieur le Professeur DREYFUSS qui m'a confié ce travail et m'a guidé dans sa réalisation.

Je remercie Messieurs les Professeurs THEOBALD et THIEBAUT d'avoir bien voulu faire partie du Jury et de l'enseignement qu'ils me prodiguèrent.

Mes remerciements vont également à Messieurs ROLLET, MARTIN, BULLE, BLAISON et CONTINI ainsi qu'à Mesdames ROLLET et RABBE pour l'aide qu'ils m'ont prodiguée.

Enfin, mes remerciements vont à tout le personnel du Laboratoire qui a participé à l'élaboration de ce travail.

I N T R O D U C T I O N

-----oOo-----

Le faisceau lédonien est limité à l'Est par le premier plateau, à l'Ouest par la plaine de Bresse.

Les idées relatives à la tectonique du contact du massif jurassien avec la dépression bressanne ont varié de façon assez considérable avec les années.

Les forages effectués dans la région de Lons-le-Saunier pour la recherche de substances utiles devaient changer radicalement les idées en cours et préciser de façon importante l'histoire géologique de cette région.

Le prolongement méridional du faisceau lédonien subit au Sud de Coligny une torsion importante rejetant le contact du Jura avec la Bresse à 3 km à l'Est. Les documents connus concernant la tectonique de cette zone sont soit anciens (ancienne édition de la carte de Saint-Claude, au 1/80.000) soit fragmentaires pour des documents plus récents (note de H. Vincienne signalant des accidents transversaux). Aussi le sujet qui m'a été proposé concerne l'étude du contact Jura - Bresse entre Saint-Amour (Jura) et Treffort (Ain) où la cartographie fait apparaitre la curieuse torsion du Jura au Sud de Coligny.

Ainsi le présent travail a été constitué principalement par un levé de terrain où la qualité des cartes topographiques au 1/20.000 et des agrandissements de zones complexes au 1/10.000 ont contribué à la précision du dessin de la carte et m'ont permis de mener cette étude avec prudence.

Les interprétations tectoniques ont été largement influencées par les idées si bien résumées par Monsieur Lienhardt dans sa thèse sur la tectonique du faisceau lédonien et appuyées sur les forages effectués par diverses compagnies (R.A.P. - M.D.P.A. - S.N.P.A.) dans la zone même de ce levé géologique ou à proximité de celui-ci, ainsi que par les études de géophysique suivies sous la direction de Monsieur Goguel et publiées par le B.R.G.G.

Le plan de ce travail est le suivant :

Une première partie stratigraphique où l'accent sera spécialement mis sur l'étude des dépôts tertiaires, les seuls à propos desquels il m'ait été possible d'apporter des précisions importantes par rapport à la carte au 1/80.000.

Une deuxième partie sera tectonique et divisée ainsi :

- une description structurale comprenant :
  - . l'étude des unités détectées en surface
  - . un essai de connaissance de la partie profonde chevauchée
- une esquisse de la géomorphologie de la région
- enfin, j'essaierai de reconstituer l'histoire tertiaire de cette zone à partir des sédiments, des accidents tectoniques, de la géomorphologie en liaison avec l'histoire de cette période telle qu'elle est admise actuellement pour le Jura.

Dans un tout dernier et court chapitre, je préciserai quelques traits de l'hydrologie de la région étudiée.

La zone cartographiée s'étend, sans les couvrir entièrement, sur les cartes au 1/20.000 de Saint-Amour 4, Saint-Amour 8, Moirans 1 et Moirans 5.

Les limites exactes de ce terrain sont notées sur le plan de situation. La surface levée est d'environ 130 km2.

S T R A T I G R A P H I E

-----oOo-----

INTRODUCTION

La série stratigraphique s'étend du Trias au Quaternaire.

J'ai choisi comme limites d'étage des limites facilement cartographiables et se rapportant aux divisions classiquement admises dans la géologie jurassienne.

- L'étude du Secondaire sera faite étage par étage, en essayant d'en avoir à chaque fois une vision synthétique

- L'étude du Tertiaire sera elle, menée fort différemment.

- L'Eocène, l'Oligocène et le Miocène seront examinés gisements par gisements.

- Le Pliocène lui sera vu d'abord en comparant les diverses descriptions tirées de la bibliographie, puis en comparant celles-ci avec les affleurements étudiés.

- Les formations superficielles ne seront que rapidement évoquées.

+

+ +

I - LE SECONDAIRE

A - LE TRIAS t

L'érosion n'atteint que les termes ultimes du Keuper supérieur, la dolomie moellon n'apparaissant nulle part. Il affleure au coeur des anticlinaux de Nanc et du Mont Myon.

Les affleurements eux-mêmes, très localisés, ne permettent guère de faire des coupes dans cette partie du Trias.

A l'Est de Nanc (Saint-Amour n° 4, x = 162,4 ; y = 832,7 ; z = 340), il est possible, sur quelques mètres, d'observer le sommet du Keuper.

De bas en haut :

- marnes bariolées roses et vertes
- 1,5 m de marnes vertes
- 0,50 m : plaquettes dolomitiques beiges
- 0,20 m : calcaire dolomitique.

Le passage des marnes vertes aux plaquettes dolomitiques a été pris comme limite cartographique entre le Trias et le Lias.

D'après N. Théobald et R. Laugier, 1963, la partie supérieure du Keuper supérieur a une épaisseur de 70 à 80 m et comprend :

Les marnes rouges à gypse
Les marnes vertes dolomitiques.

J. Ricour (1962) indique simplement que le sommet du Keuper est formé de marnes bariolées à tons pâles (vert, rouge et gris).

L'épaisseur de la formation est de 20 m environ.

o
o o

B - LE LIAS

Il affleure dans les anticlinaux de Nanc , de Salavre et du Mont Myon.

La qualité des affleurements par rapport aux coupes stratigraphiques est là aussi défectueux.

M. Dreyfuss avait pu, en 1935, étudier en détail une coupe du Lias le long de la route qui va de Villette-les-Saint-Amour à Thoissia. Je n'ai pu la retrouver sur le terrain, les affleurements étant actuellement recouverts par la végétation de façon pratiquement continue.

Les estimations d'épaisseur faites sur le terrain donnent un Lias (du Rhétien au sommet de l'Aalénien) de 170 m.

J'ai pu cependant repérer un certain nombre de niveaux:

+ Rhétien, Coupe de Nanc . On y distingue de bas en haut :

- 0,50 m E 1 (1) plaquettes dolomitiques beiges claires
- 0,20 m E 2 : banc de calcaire dolomitique, beige très légèrement vacuolaire à filonnets de calcite
- 1,40 m : plaquettes dolomitiques
- 6 m : alternances de dolomie compact gris clair (E 3) avec bancs de dolomie vacuolaire gris blanc (E 4)
- Marnes lie de vin de Levallois.

Les marnes lie de vin donnent une couleur caractéristique aux champs fraichement labourés.

La zone des dolomies donne des débris jaune à beige.

---

(1) Les échantillons recueillis le long des coupes sont indiqués dans ce travail par une lettre majuscule suivie d'un chiffre arabe (ex. E 4... M 16), les caractérisent.

+ Sinémurien

Le calcaire à Gryphées du Sinémurien inférieur constitue, comme partout dans le Jura, le meilleur niveau repère du Lias inférieur. (Coupe de Villette-les-Saint-Amour). Il forme une corniche bien visible dans la combe liasique.

Le Sinémurien supérieur marnocalcaire a été repéré en plusieurs points, soit que dans une coupe il surmonte immédiatement le calcaire à Gryphées, soit que la présence d'Ammonites ait permis d'en définir la position stratigraphique comme à Cuisiat (Ain) avec la découverte de *Paltechioceras cf. edmundi* (DUMORTIER), (1) l'échantillon étant fortement tectonisé, définit dans l'anticlinal du Mont Myon la zone à *Echioceras raricostatum*.

A Villette-les-Saint-Amour, des échioceratidés[1] de cette zone précisent la coupe de ce nom au dessus de la barre sinémurienne.

+ Charmoutien

Marnes et marnocalcaires gris clair, à cassure conchoïdale et à Belemnites.

+ Toarcien

Marnes gris-bleu (Mont Myon)

+ Aalénien supérieur

Alternances de marnes schisteuses noires avec des marnes sableuses bleuâtres en profondeur, gris-jaunâtre en surface ; bancs peu épais de 20 à 30 cm) et des calcaires gréseux plus compacts.

- Route de Thoissia (Villette-les-Saint-Amour)
- Coupe de Nanc , 22 m, mais la base n'apparait pas
- Coupe du Mont Myon : 26 m.

Ce faciès très constant présente sur les plans de stratifications des empreintes de cancélophycus.

---

(1) Déterminations J. Blaison

- Au dessus de ce faciès, les dépôts sont du même type que ceux de la base du Bajocien, mais sont encore à rattacher à l'Aalénien supérieur. Nous allons le voir dans la coupe qui va nous permettre de définir ainsi que l'avait fait M. Pelletier en 1960, la limite stratigraphique exacte entre l'Aalénien et le Bajocien.

Coupe du Mont Myon

Position géographique

Cette coupe se trouve à l'Est du village de Pressiat à 100 m sur le chemin du Belvédère du Mont Myon à la limite des deux cartes de Moirans-en-Montagne 5 et de Saint-Amour 8. Les coordonnées de la base sont : x = 161,60 ; y = 835,60 ; z = 445.

Description

a) 20 m de calcaire sableux en bancs, alternant avec des marnes sableuses micacées à empreintes de cancelophycus qui nous a fourni les échantillons suivants :

M 14 : Calcaire gréseux gris à passées beiges.
l.m. : Nombreux quartz anguleux. On remarque quelques lamelles de muscovite, le ciment est constitué par de la calcite microcristalline.

La microfaune est réduite, le plus souvent à l'état de débris. Ce sont des Lituolidés, des Miliolidés, des Lenticulines, un Haplophragmum est bien reconnaissable. Les loges sont remplies par du fer.

M 16 : C'est un grès calcaire avec des passages où la silice forme des lits de calcédoine plus durs que le reste de la roche. Ailleurs la silice est soit à l'état de quartz en assez gros cristaux, soit de sphérolites provenant probablement d'une épigénisation de Spicules de Spongiaires.

Le ciment calcitique est plus fin, teinté par le fer.

b) 14 m de calcaire roux, grenu, à points silicifiés, renfermant des silex à la partie supérieure et surmonté par un lit de marnes sableuses.

M 17 : Calcaire gréseux, presque semblable au précédent, la calcite y est plus abondante, les quartz sont anguleux, certaines zones sont épigénisées en calcédoine.

Des spicules, des débris d'Entroques et de Rotalidés sont les seuls restes d'organismes.

M 20 : Calcaire ferrugineux gris beige, détritique dans lequel des Oolites, des Bryozoaires, des Entroques ont été brisés puis repris.

Le ciment calcitique est cristallisé en grandes plages. Quelques quartz anguleux sont noyés dans la pâte.

M 21 : Calcaire gris roux, très ferrugineux, cassure à éclat spathique. C'est un dépôt détritique dont tous les éléments (Entroques, Oolites corrodées, Bryozoaires en moindre quantité, Momies) ont été remaniés.

Le ciment est calcitique microcristallin, les quartz y sont rares.

Les éléments remaniés sont chargés de fer alors que le ciment est peu ferrugineux.

M 26 : C'est un calcaire semblable au précédent mais vacuolaire. Les éléments remaniés sont des momies, des Entroques, des Oolites des fragments de coquilles de Brachiopodes. Le fer est le plus souvent concentré dans des vacuoles plutôt que dans des éléments remaniés.

M 27 : C'est un calcaire gris ferrugineux, en plaquettes, à éléments remaniés : Oolites corrodées, débris de Bryozoaires, gravelles, Momies, débris de coquilles de Lamellibranches et de Brachiopodes.

On peut remarquer quelques petits quartz anguleux dont certains servent de nucleus à des Oolites ou des Momies.

Le ciment est cryptocristallin argileux.

c) 3 m de calcaire rouge, ferrugineux, à Entroques, légèrement sableux.

d) M 28 : 0,70 m de marnes sableuses à *Graphoceras concavum* (SOW), M. Pelletier (1960) où j'ai découvert une ammonite : *Euaptetoceras amplectens* (S. BUCKMANN) dont la position stratigraphique fut discutée par ailleurs (J. Blaison, D. Contini, D. Duplessis-Kergomard, 1966).

e) 7,30 m de calcaires roux à Entroques, à *Sonninia cf. acanthodes* BUCK.

M 29 : Calcaire gris, fin, en plaquettes, les éléments remaniés sont plus petits et plus dispersés que dans les calcaires précédents. On y trouve de nombreux débris de Miliolidés et de Rotalidés ; les vacuoles sont moins nombreuses.

Le ciment est calcitique, la goethite se trouve soit dans les éléments, soit dans les loges des Foraminifères, soit sous la forme de granules.

M 30 : Calcaire gris, finement spathique, contenant quelques Oolites, des Entroques, des Bryozoaires, des Serpules, de nombreuses Milioles, une Lenticuline.

Le ciment microcristallin légèrement ferrugineux contient des granules de goethite et des quartz en petites quantités.

M 31 : Calcaire gris beige, spathique, formé de cristaux de calcite en grandes plages, dont un certain nombre semble être des Entroques recristallisées. Ces grandes plages de calcite présentent un liseré de cristaux plus fin de dolomite. La goethite s'y est concentrée selon les directions du réseau cristallin de cette dolomite.

M 33 : Calcaire beige finement spathique ; on y trouve des Momies, des Entroques, des Serpules, des Milioles. Le ciment est cryptocristallin argileux avec quelques concentrations de fer.

f) M 34 : 1 m de marnes beiges à jaunes, à passées blanchâtres renfermant une faune de la zone à *Hyperlioceras discites* (Pelletier, 1960) caractérisant la base du Bajocien.

g) Calcaires de la base du Bajocien qui, sur 10 m d'épaisseur, sont très difficiles à différencier des calcaires aaléniens.

M 35 : Calcaire gris beige à ocre, spathique contenant des Algues, des Spongiaires, des Serpules, des Entroques. Le ciment est formé de grandes plages calcitiques. Les débris organiques sont souvent soulignés par du fer.

M 37 : calcaire gris à rouille, plus grossier que le précédent, de même composition. Les algues y sont plus nombreuses.

M 40 : Calcaire gris à grosses coquilles de Lamellibranches, contenant de petites Gravelles, des Bryozoaires remaniés, des Entroques, quelques Milioles et quelques quartz épars.

Le ciment est de la calcite microgranulaire, teinté par un pigment ferrugineux, il passe en certains endroits à un calcaire cristallin composé de calcite secondaire en grandes plages.

h) A cette série fait suite une épaisse zone de calcaire fin, gris, à Silex stratoïdes, gris à bleu caractéristique du Bajocien inférieur.

+ Divisions du Lias

D'après A. Lefavrais-Raymond (1961), nous pouvons distinguer dans la région de Lons-le-Saunier :

- un Lias inférieur d'une épaisseur de 25 m, Sinémurien inclus
- un Lias moyen jusqu'à l'Aalénien de 125 m
- un Lias supérieur d'environ 10 m.

A Villette-les-Saint-Amour, j'ai distingué :

- 30 m de Lias inférieur
- 120 m de Lias moyen
- 20 à 25 m de Lias supérieur

L'examen des forages de la région lédonienne a montré que certaines séries pouvaient y être nettement plus épaisses, ex. : Domérien inférieur qui, d'une épaisseur à l'affleurement de 25 à 40 m dans cette région (N. Théobald, 1961) atteint 100 m au sondage de Bormay.

+ Limites cartographiques

Du fait du manque d'affleurements, le Lias a été divisé pour la cartographie en :

- Lias inférieur l_1

Limite inférieure, passage des marnes irisées du Trias - Dolomie rhétienne.

- Lias moyen l_2

Zone comprise entre le sommet de la barre sinémurienne et de la base des marnes sableuses de l'Aalénien.

- Lias supérieur l_3

La limite cartographique choisie n'a pas été la limite stratigraphique exacte.

1 - Riche puis Pelletier n'ont pu la définir que sur deux coupes. Seule celle du Mont Myon est comprise dans la zone que j'ai cartée.

2 - Au Mont Myon, Pelletier, ainsi que l'on fait Buckmann et Roche, rattache à l'Aalénien les calcaires de la zone à *Sonninia cf. acanthodes* (BUCK.). Or il n'y a pas preuve actuellement que ces calcaires soient au Mont Myon de l'Aalénien.

Cette limite n'étant dans cette région ni définie par la lithologie, ni par la paléontologie, j'ai choisi par commodité cartographique le sommet des calcaires à Cancellophycus comme niveau terminal de l'Aalénien. La série les surmontant ayant toujours été cartée dans le Bajocien.

Plus au Nord, G. Maglione (1965) a placé sur sa carte les mêmes calcaires à Cancellophycus dans le Bajocien.

J. Blaison signale comme limite stratigraphique précise entre l'Aalénien et le Bajocien, dans la région de Lons-le-Saunier, l'existence d'un niveau à nodules phosphatés.

Je ne l'ai jamais retrouvé dans la région qui nous intéresse, bien que je l'ai observé à quelques kilomètres au Nord à l'Est de Cuiseaux.

Ainsi les limites cartographiques du Lias sont nettement définies.

+ Morphologie

La zone du Lias inférieur et du Lias moyen donne dans la topographie des dépressions herbeuses humides où le Sinémurien forme une barre continue facilement rèpérable dans le paysage.

Le Lias moyen présente souvent des loupes de glissement qui donnent aux prés une surface mamelonnée.

Le Lias supérieur,lui,se rattache franchement à la corniche du calcaire à Entroques et constitue la base de celle-ci.

o

o o

C - LE JURASSIQUE MOYEN

Le Jurassique moyen forme les premiers contreforts du Jura en bordure de la Bresse, à la latitude de Saint-Amour. Ce sont les terrains les plus fréquemment rencontrés sur la surface étudiée. Des faciès bien différenciés m'ont permis de diviser cette série en quatre :

- Marnes et calcaires	J_2	Bathonien
- Grande Oolite	J_{1c}	Bajocien
- Marnes vésuliennes	J_{1b}	Bajocien
- Calcaire à Entroques	J_{1a}	Bajocien

1°) Le Bajocien

a) Le Calcaire à Entroques J_{1a}

- La coupe du Mont Myon déjà citée dans l'étude du Jurassique inférieur, et décrite avec précision par Pelletier (1960) permet une description des plus détaillées de cet ensemble lithologique;

- Les coupes partielles effectuées par ailleurs nous obligent à remarquer quelques changements : latéraux, de l'allure de ce faciès :

. Variation d'épaisseur : cette assise calcaire, la plus épaisse du Jurassique moyen, passe de 160 m au Sud à 180 m au Nord.

- Les niveaux à Polypiers de Pelletier sont probablement plus ou moins continus et difficilement utilisables pour subdiviser le calcaire à Entroques.

Coupe du Mont Myon

Nous y distinguons de bas en haut :

a)(1) Les calcaires à Cancellophycus de l'Aalénien

b)(1) 11 m de calcaire et de marnes qui bien que rattachés paléontologiquement à l'Aalénien sont placés ici dans le Bajocien

c)(1) 11 m de calcaires et de marnes bajociens de faciès semblable aux précédents.

d) 31 m de calcaire grumeleux gris à silex stratoïdes, blancs, d'une dizaine de mètres d'épaisseur.

La zone supérieure étant constituée sur 2,5 m d'une alternance de bancs siliceux et de litage gréseux.

e) 13 m de calcaires spathiques à Entroques et Oolites, gris à jaune, à coquilles de Rhynchonelles et d'Alectryonies avec des silex à la base.

f) 24 m de calcaire à entroques blancs à rouille

g) Première zone à Polypiers (12,40 m). Cette zone a fourni un certain nombre de bancs caractéristiques qui en fait, au moins pour la région Sud du terrain étudié, un repère stratigraphique intéressant.

---

(1) déjà cité dans l'Aalénien

Nous pouvons la subdiviser ainsi :

- 0,40 m de calcaire gris à Polypiers, tubulaires, roux, et à chailles noires.

Lame mince (M 80) : calcaire bioclastique à ciment coloré par un pigment ferrugineux. Nombreux débris : Gastropodes, Polypiers tubulaires remplis de calcite hyaline bien cristallisée, Ostracodes.

- 1 m de calcaire marneux gris clair à grosses Huitres et grosses Rhynchonelles.

- 3,20 m de calcaire gris à roux assez fin à Entroques

- 2,20 m : alternances de petits bancs de calcaire marneux gris clair, et de lits marneux.

- 0,80 m de calcaire gris beige, finement oolitique, à Polypiers tubulaires ferrugineux, apparition vers le sommet du banc de petits Brachiopodes.

- 1,20 m de calcaire gris à pâte fine et débris de Coquilles.

- 0,30 m de calcaire gréseux

- 0,10 m de calcaire oolitique gris à beige à Brachiopodes et Nérinées.

- 0,70 m de calcaire gris à rouille, à gros Bivalves

- 0,60 m de calcaire ferrugineux à Brachiopodes, la surface du banc est ondulée.

- 0,20 m de calcaire gris marneux à surface ondulée

- 1,20 m de calcaire gris à Polypiers ferrugineux, tubulaires.

Lame mince (N 8) : Calcaire bioclastique à ciment microcristallin. On y remarque quelques petits quartz anguleux et de nombreux débris organiques.

Les tubes de Polypiers sont remplis de calcite largement cristallisée, un liseré ferrugineux sépare les Polypiers du ciment de même le réseau cristallin des plages de calcite est souligné par le même type de liseré.

En surface de ce banc sont collés d'assez nombreux fossiles : Lamellibranches
Brachiopodes
Oursins : *Hemicidaris*
Pseudododemia depressus (AGASSIZ)

- 0,60 m de calcaire à Polypiers ferrugineux, ce banc, dernier de cette zone; sur la surface de ce banc adhèrent des Alectryonies ainsi que des Oursins *(Pleurotomaria)*.

h) 20 m de calcaire à Entroques gris à blanc, en gros bancs et stratifications entrecroisées.

i) 13,30 m de la deuxième zone à Polypiers, se divisant ainsi :

- 0,40 m de calcaire oolitique gris, à silex branchus rognoneux

- 1,50 m de calcaire à grosses Entroques, gris et à coquilles collées à la surface du banc.

- 0,20 m de calcaire finement oolitique gris

- 0,40 m de calcaire gréseux noir, en plaquettes à ganglions

- 0,40 m de calcaire rouille, à Entroques et petites coquilles

- 2,40 m de calcaire bicolore oolitique et à Entroques, la surface de ce banc étant recouverte de débris de coquilles

- 1 m de calcaire à gros Polypiers siliceux et Polypiers ferrugineux tubulaires

- 4,20 m de calcaire beige clair, oolitique et à Entroques

-3,80 m de calcaire à Polypiers tubulaires.

Lame mince (N 30) : Calcaire bioclastique, à ciment microgranulaire avec quelques petits quartz. Les tubes de Polypiers sont remplis de calcite hyaline. Certains débris de coquilles sont en partie silicifiés.

j) 8,60 m de calcaire marneux gris blanc, en bancs de 20 à 30 cm, à silex blancs, lenticulaires, les bancs sont séparés par de petits lits marneux, vers le sommet le calcaire devient oolitique.

k) 11,60 m de calcaire à Entroques blanches,en petits bancs, stratifications entrecroisées. Les derniers mètres de ces calcaires sont peu cimentés.

l) 2,80 m de calcaire et de calcaire gréseux gris à beige. Ses bancs présentent des phénomènes de slump, des galets mous et la surface en est très irrégulière.

m) 10 m de calcaire beige clair à Entroques, OOlites et débris de coquilles. Les bancs sont assez épais, stratifications entrecroisées.

n) 2 m de calcaire en plaquettes, beige, à Oolites et Entroques et très nombreuses petites Huitres (*Ostrea acuminata*). L'ultime de ces bancs est marqué par une surface corrodée, ferrugineuse à trous de Phollades. Cette surface corrodée correspond au sommet de l'Entroque.

Il est à remarquer que l'instabilité du fond marin se marque nettement vers le sommet du Bajocien inférieur.

a) Dans la coupe de Mont Myon, la suite de banc noté 1) présente des phénomènes de glissements intrasédimentaires.

b) Sur la route de Thoissia à Saint-Amour, au point de coordonnées x = 834,98 ; y = 153,56 ; z = 280, sur la feuille de Saint-Amour 4, au 1/20.000, la tranchée qui entaille la partie supérieure de l'Entroque y fait apparaitre une discordance angulaire nette qui traduit très probablement des mouvements locaux de fonds marins.

L'observation montre de bas en haut :

- 1 m de calcaire gris à roux à stratifications entrecroisées

Base du banc - C 1 : calcaire organodétritique avec débris de coquilles de Brachiopodes, Entroques, Bryozoaires, les débris organiques sont souvent entourés d'organismes encroutants qui semblent se rapprocher des Nubécularidés décrits par P. Rat (1958) dans les environs de Dijon, à la partie supérieure de l'Entroque.

Il écrit : "ces organismes encroutants seraient alors constitués par le test multiloculaire de Foraminifères (Nubécularidés)", il écrit encore : "jusqu'à maintenant parmi les organismes encroutants du Bajocien bourguignon seuls ont été signalés des Nubécularidés", il est intéressant de constater que la partie supérieure de l'Entroque méridionale de Franche-Comté contient des organismes encroutants semblables.

Le ciment de ce calcaire est microgranulaire par endroits, calcitique ailleurs.

Sommet du banc - C 2 : Très nombreuses Entroques, débris de coquilles de Lamellibranches et de Brachiopodes, organismes encroutants semblables à ceux de C 1. Ciment calcitique. Le sommet de cette série est corrodé et recouvert d'une patine ferrugineuse.

- 0,15 m de marnes sèches, beige clair, discordant sur les bancs précédents.

La différence de pendage entre les bancs inférieurs et supérieurs étant d'environ 15°.

- 0,10 m de calcaire à Entroques, bicolore.

C 4 : calcaire bioclastique avec des Entroques, des spicules d'Oursins, des débris de coquilles de Brachiopodes, des Bryozoaires et des organismes encroutants (Nubeculariidés). Ciment microgranulaire avec quelques plages calcitiques.

- 0,15 m de marne sèche, organodétritique beige

- 2,15 m de calcaire à Entroques en bancs décimétriques, les stratifications entrecroisées sont moins nombreuses. Apparition de Brachiopodes dans les bancs du sommet.

Base de ces bancs - C 6 : Petites gravelles rondes dans un ciment microgranulaire avec des plages calcitiques. Débris de coquilles de Lamellibranches, quelques Oolites, une entroque prise dans un Nubeculaire. Nombreuses Milioles à test ferrugineux, quelques Textulariidés.

Sommet de ces bancs - C 7 : Petites gravelles rondes, débris de coquilles plus nombreuses, Milioles fréquentes, Nubeculaires, ciment microgranulaire.

Si nous comparons les calcaires inférieurs et supérieurs de cette coupe, nous remarquons que :

- le calcaire inférieur est caractérisé par la présence de nombreuses Entroques, de Bryozoaires et d'organismes encroutants (Nubéculariidés).

- le calcaire supérieur se différencie du précédent par de nombreuses petites gravelles noyées dans le ciment ainsi que l'apparition de Milioles et de Textulaires.

Conclusion sur le Bajocien inférieur

Deux constatations s'imposent à l'étude de ce Bajocien inférieur :

- Importance de la sédimentation organodétritique en milieu agité durant cette période de temps (150 à 180 m de sédiments).

- Arrêt de cette sédimentation et formation d'une surface corrodée à faible profondeur (croûte ferrugineuse, trous de Phollades).

Sur le terrain l'altération des calcaires à Entroques donne une épaisse argile rouge à chailles qui repose généralement directement sur la roche mère. La formation de ces argiles à chailles étant dans ce cas assez récente.

b) Les Marnes Vésuliennes J_{1b}

Les marnes vésuliennes sont un bon repère à l'intérieur du Bajocien.

Description

Ce sont des marnes grumeleuses à sableuses, friables, bleuâtres, foncées, grises, jaunâtres ou blanchâtres. La faune y est très pauvre, caractérisée par la présence d'*Ostrea acuminata* SOWERBY.

Au Mont Myon, Pelletier (1960) signale dans les bancs marno-calcaires de la partie supérieure de ces marnes *Perisphinctes pseudomartini* BUCKMANN.

Ech. Poisoux (base des marnes vésuliennes) : plaquettes marno-gréseuses beiges à grises, assez sèches.

Lavage : Le résidu est formé d'un sable calcaire abondant, presque azoïque contenant :

- des débris de Spicules ronds et lisses
- des Ostracodes
- des grains de limonite.

Après attaque à l'acide, il reste une poussière assez abondante de petits grains quartzeux.

L'épaisseur des marnes vésuliennes est assez variable. 25 m à Saint Amour, 12 à 15 m au Mont Myon, 6 m à proximité du village de Montfleur.

Limites des marnes vésuliennes

Elles surmontent le Hard-Ground du sommet des calcaires à Entroques. Celui-ci est assez souvent dégagé du fait du changement lithologique, ainsi la limite inférieure est généralement assez facile à suivre.

A leur sommet, la sédimentation change à nouveau, il s'est déposé quelques bancs de calcaire gris à entroques blanches se délitant en plaquettes et qui annoncent le début de la série oolitique du Bajocien.

Morphologie

Les marnes vésuliennes forment une combe pratiquement continue dans la topographie, celle-ci disparait presque complètement sur les flancs redressés des anticlinaux.

c) La "Grande Oolite" J_{1c}

C'est un faciès constant de Saint-Amour à Treffort. Il est constitué d'un calcaire oolitique blanc, gris à beige, bien cimenté, dur, compact.

Les coupes du ravin de Chevignat permettent de préciser quelques niveaux :

- Base du calcaire oolitique

Elle est marquée par des bancs de calcaire à Entroques blanches, cimenté par une pâte grise peu consistante, se débitant en plaquettes, sur une faible épaisseur (1 à 2 m).

- Oolite miliaire blanche

A 10 m du sommet de la Grande Oolite, apparaissent des bancs de calcaires oolitiques très blancs, miliaires, peu cimentés, gélifs qu'il est possible de confondre en macrofaciès avec les calcaires à momies du sommet du Séquanien inférieur.

Le microfaciès (R 9 - R 10) est le suivant :

. Les oolites sont de petite taille (inférieure au millimètre)

. les débris : Entroques, Radioles, coquilles, sont assez rares.

Il faut signaler la présence de quelques Foraminifères : *Valvulinidae s.s., Miliolidae.*

- Faciès du sommet

La "Grande Oolite" se termine par un faciès "d'omission": surface ferrugineuse, corrodée, tarrodée par des Lithophages, parsemée d'Huitres fixées.

Immédiatement en dessous, on distingue :

- 1 m de calcaire oolitique ferrugineux
- 1,5 m de calcaire oolitique et à Entroques
- les calcaires oolitiques beiges peu cimentés, qui surmontent le faciès d'"Oolite milliaire".

- Accidents siliceux

- Des lentilles siliceuses blanches sont interstratifiées à 10 m de la base à Chevignat.

- Des silex rameux s'observent bien à la limite des bancs dans la carrière de Roissiat correspondent là aussi à des niveaux proches de la base des calcaires oolitiques.

- L'épaisseur totale de la Grande Oolite est de 60 m.

- La base est nettement marquée par le dépôt de quelques bancs de calcaires à Entroques.

- Le sommet est caractérisé par la présence constante du niveau corrodé, ferrugineux à Huitres fixées, surmonté du faciès marneux du Bathonien inférieur. Le Hard Ground de l'Oolite est généralement plus visible que celui de l'Entroque.

- Les calcaires oolitiques du Bajocien supérieur donnent un karst peu couvert, à hêtraie pauvre, avec formation de dolines où s'accumule la Terra Rossa.

2°) Le Bathonien

Le faciès du calcaire compact du Bathonien bien visible dans la carrière de Messia, près de Lons-le-Saunier, disparait totalement vers le Sud.

A Saint-Amour, il s'est déposé des marnes et des marno-calcaires grumeleux durant le Bathonien. Ce faciès est celui du Jura méridional et de la Haute Chaîne.

L'épaisseur de ces dépôts dans la région qui nous intéresse est de 50 à 60 m.

Les coupes de Chevignat : x = 152,8 ; y = 834,7 ; z = 325
(Saint-Amour 8)
et de Bourcia : x = 154,8 ; y = 835,8 ; z = 360
(Moirans 1)
permettent de préciser les caractéres des dépôts de cet âge.

Coupe de Chevignat

- 11 m de marnes de base

Ech. P 26 : plaquettes marneuses, jaunes, à bleu clair, bien imperméable.

Lavage : le résidu est moins important que celui des marnes à *Ostrea acuminata*. Il est composé d'un sable calcaire, organo-détritique, dans lequel se distinguent des radioles finement cannelées, des Ostracodes, ainsi que de fines plaques calcitiques.

Après attaque à l'acide, il reste quelques débris siliceux, blancs ainsi que de très petits quartz anguleux, transparents et quelques gros grains émoussés.

- 9 m de calcaire friable, grisâtre à jaunâtre, peu fossilifère.
Ech. P 25 à P 20
l.m. P 25 - P 22 - P 21

P 25 - P 22 : Ces calcaires sont finement pseudoolitiques. Les pseudoolites sont plus ou moins évolués avec des débris d'Algues filamenteuses, des sections de coquilles de Brachiopodes, ainsi que de nombreux Foraminifères (Milioles et Textulaires), des organismes silicifiés indéterminables.

Le ciment est microcristallin.

P 21 : Le calcaire est graveleux, à petites gravelles grises, des algues filamenteuses, de nombreux Foraminifères (Textulaires et Milioles), quelques quartz.

Le ciment est bien cristallisé.

- 0,60 m de calcaire gris à tâches rouilles et empreintes de coquilles diverses.

P 19 : c'est un calcaire finement pseudoolitique à graveleux, avec des algues filamenteuses, des débris d'organismes en partie silicifiés, de nombreux Foraminifères semblables aux précédents, des zones vacuolaires emplies de calcite hyaline. Le ciment est abondant et cryptocristallin.

- 0,50 m de calcaire gris à beige (P 18) en un banc bien marqué.

- 4,5 m de calcaire marneux, gris avec quelques Brachiopodes, se débitant en plaquettes.

P 17 - P 15 : ces calcaires sont formés d'un agglomérat de petites pseudoolites, cryptocristallines, grises, argileuses,

prisent dans un ciment microcristallin parfois chargé de pigments ferrugineux rouilles. Les débris de coquilles sont assez fréquents Les Milioles et les Textulaires nombreux.

- 1 m de calcaires marneux, gris, à petites taches diffuses, rouilles et nombreux moules de Lamellibranches allongés.

- 0,20 m de marnocalcaires jaunes à bleus

- 1 m de calcaires marneux, jaunes à Lamellibranches

- 1,20 m de calcaire organodétritique, à oolitique, jaune à beige, contenant d'assez nombreuses Entroques ainsi que des débris de coquilles.

- 1,30 m de calcaires marneux en petits bancs, beiges clairs à jaunâtres.

Les marnes de base sont bien observables à la latitude de Treffort sur le flanc Ouest de l'anticlinal du Mont Myon. J'y ai découvert un Procéricitès (Détermination D. Contini) au sommet de ces niveaux, ainsi que des concrétions boudinées un peu en dessous de l'ammonite citée précédemment.

Ech. Tre 13 : concrétions de calcaire marneux, prises au milieu des marnes. Ces formations sont allongées et boudinées ; 1 m de long sur une dizaine de centimètres de diamètre.

L.m. : Calcaire marneux dans lequel flottent de petites gravelles grises sans structure, elles sont accompagnées d'Algues filamenteuses, de Foraminifères (Lenticuline, Miliole, Haplophragmum, Textulaire), ainsi que de débris de coquilles. Ce faciès est celui des calcaires qui surmontent les marnes de la base.

La coupe de Bamcia nous permet de connaitre les faciès du Bathonien supérieur.

Cette coupe débute au niveau du banc de 1 m à moules de Lamellibranches allongés.

La succession est la suivante :

- Calcaire marneux gris, à Lamellibranches allongés

B 13 : Calcaire à pseudoolites grises, noyées dans un ciment microcristallin contenant : des filaments d'Algues assez rares, des Radioles, des Milioles, Textulaires, une lenticuline.

- 6 m de calcaire marneux, peu visible

- 0,50 m de calcaire gris à beige légèrement spathique

- 4 m de calcaire franc, beige, avec des amas ferrugineux, spathiques, ocre à rouille, des petits cubes pyriteux, ainsi que des petites coquilles.

- 6 m de calcaire marneux beige contenant quelques Bryozoaires.

Ces calcaires se débitent en plaquettes à la base, ils prennent un aspect gréseux au sommet, les bancs ayant alors chacun une dizaine de centimètres d'épaisseur.

B 10 - B 9 - B 7 : Comme dans toutes les lames précédentes où les pseudoolites étaient l'élément principal, dans ces trois lames les pseudoolites ont fini par être bien différenciées et sont passées à l'état de petites gravelles plus ou moins ferrugineuses grises à rouilles.

Les autres éléments sont : des débris d'Entroques, de coquilles en partie silicifiées, des Algues rappelant les Dasycladacés, des Foraminifères assez nombreux : Haplophragmum, Textulaires, Milioles.

Au dessus se trouve un Hard-Ground, puis la sédimentation change et les calcaires, qui surmontent cette surface corrodée, sont franchement oolitiques, à coquilles ferrugineuses ; je les ai placés par commodité cartographique dans le Callovien.

Limites cartographiques

- Limite inférieure, j'ai pris comme limite entre les dépôts du Bajocien et ceux du Bathonien la surface ferrugineuse taraudée à Huitres fixées du sommet de l'"Oolite".

- Limite supérieure : lorsqu'ils sont visibles, j'ai noté les deux Hard-Ground supérieurs comme la limite séparant les faciès du Bathonien et du Callovien.

Position stratigraphique des faciès du Bajocien supérieur et du Bathonien dans le Jura méridional

A. Riche (1923), puis M. Pelletier (1960) ont placé les faciès de la "Grande Oolite" dans le Bajocien supérieur. Ainsi M. Pelletier (1960) écrit à propos de ce faciès : "les formations oolitiques à *Parkinsonia parkinsoni* SOW. et qui ont généralement été désignées sous le vocable éroné de "Grande Oolite" sont assimilables à l'Oolite blanche de Bayeux et non au véritable "Great Oolite" d'Angleterre".

Pour R. Enay (1960) la partie terminale du Bajocien supérieur de A. Riche qui jusqu'à cette date n'avait fourni aucun fossile pourrait représenter le Bathonien inférieur.

Cependant R. Enay avec P. Dominjon et C. Mangold (1964) revint sur cette opinion en signalant à Corlieu dans le Bugey, au dessus de la surface corrodée du Bajocien supérieur "une zone fossilifère marneuse peu épaisse" dont la faune est caractéristique du Bathonien inférieur", argument pour placer l'Oolite dans le Bajocien supérieur et précisant la position stratigraphique des marnes que nous avons décrites comme marnes de base.

Pourtant le Bugey n'est pas la région qui nous intéresse et en l'absence de plus d'arguments paléontologiques (présence de Procericités au sommet des marnes à Treffort), j'admets que les formations oolitiques comprises entre le "marnes vésuliennes" et les marnes du Bathonien sont bien le faciès supérieur du Bajocien.

Limite stratigraphique du Bathonien au Callovien

D'après H. Tintant (1946), le faciès de la Dalle Nacrée (calcaire miroitant à nombreux débris d'Echinodermes) est loin d'être constant ; il forme des ilôts au sein des calcaires oolitiques ou zoogènes prolongeant exactement le faciès des terrains Bathonien sous-jacents, cependant à la base de celle-ci, on observe toujours une importante surface de discontinuité avec de nombreuses perforations de Mollusques et de lithophages, des tubes de Serpules et des grandes Huitres fixées sur une épaisse croûte ferrugineuse. Mais de tels Hard-Ground sont fréquents dans tout le Bathonien supérieur et même au sein de la Dalle Nacrée et ils n'ont qu'un faible intérêt stratigraphique.

On voit ici que la limite que j'ai adoptée entre le Bathonien et le Callovien (est) caractérisé par :

- un Hard-Ground
- un changement de faciès entre des calcaires microgravelleux inférieurs et des calcaires oolitiques à fossiles ferrugineux, est assez arbitraire, mais réunit les critères visibles, cités par H. Tintant.

Morphologie

La base du Bathonien donne généralement une petite combe surmontée presque immédiatement d'un faible escarpement formé par les calcaires marneux. Une végétation pauvre d'herbes sèches et de genevriers s'y accroche.

Conclusion générale sur le Jurassique moyen

L'épaisseur totale des dépôts de cette période est de près de 300 m.

Au point de vue morphologique les trois côtes du Jurassique moyen, d'importance décroissante par rapport à leur âge décroissant, sont séparées par deux combes marneuses, qui permettent lorsque cet ensemble n'est pas brisé par la tectonique, une cartographie géologique bien soulignée par la morphologie.

o

o o

D - LE JURASSIQUE SUPERIEUR

1°) Le Callovien J_3

Aucune coupe complète du Callovien n'a pu être observée sur le terrain, mais en différents points affleurent des faciès caractéristiques de cet étage.

Coupe de Bourcia

Les faciès de la Dalle Nacrée ont été observés sur 6 m d'épaisseur, ce sont des calcaires spathiques ferrugineux très fossilifères, avec des Bryozoaires, des Entroques, quelques Oursins ainsi que des Ammonites qui seront citées dans les coupes. La première surface corrodée qui apparait au sommet du Bathonien a été prise comme limite entre le Bathonien et le Callovien, les faciès changent d'ailleurs de façon fort nette.

On distingue dans cette coupe, de bas en haut :

1er Hard-Ground

- 1 m de calcaire finement graveleux beige, à coquilles imprégnées secondairement de fer.

B 6 (base du banc) : petites gravelles grises, souvent bordées d'un liseré ferrugineux, nombreux débris d'organismes : Entroques, coquilles de Brachiopodes et de Lamellibranches, Gastropodes, Bryozoaires, Foraminifères, Lagénidés.

Le ciment est microcristallin

B 5 (sommet du banc) : calcaire détritique, organodétritique avec de petites gravelles grises, chargées de fer, apparition d'oolites, débris de tests de toutes sortes, Bryozoaires, Foraminifères: Textulaires, Milioles, Lagénidés.

Ciment calcitique cristallin, certaines zones du ciment et certains débris sont chargés d'un pigment ferrugineux rouge à rouille. De nombreux éléments présentent un liseré plus sombre.

- 0,30 m de calcaire oolitique rouille.

B 4 : Oolites à gros nucléus constitués par des Entroques, des Bryozoaires, des fragments de coquilles, quelques gravelles contiennent des oolites.

Ciment cryptocristallin : certaines zones du ciment ont cristallisé en grandes plages, puis ont subi un début d'épigénisation, le réseau et la bordure des cristaux sont alors imprégnés de fer.

Les oolites cristallisent radialement et sont plus pigmentées que le ciment.

La surface supérieure de ce banc a été corrodée, une croûte ferrugineuse y est déposée, des Huitres s'y sont fixées (c'est le deuxième Hard-Ground de la base du Callovien).

- 2,5 m de calcaire oolitique, spathique, ferrugineux, en petits bancs à surface ondulée, des ammonites y ont été recueillies, caractérisant le Callovien inférieur :

. *Macrocephalites bathytmetus* (BUCKMANN)

. *Choffatia sp.* (détermination D. Contini)

B 3 : Calcaire organodétritique, à Algues encroûtantes, débris d'Echinides de Lamellibranches, de Brachiopodes et de Bryozoaires. Foraminifères : Lagénidés, Textulaires.

Ciment microgranulaire argileux à cristallin. Du fer imprègne les algues encroûtantes ainsi que des plages du ciment.

B 2 : Semblable à B 3, mais le pigment ferrugineux est plus net. Les débris d'Echinides y sont très nombreux, Serpules. Foraminifères : Lenticulina.

- 2,50 m de zone aveugle

- 0,50 m : calcaire marneux à grosses coquilles d'Huitres et Bryozoaires.

B 1 : calcaire organodétritique à débris chargés de fer, grosses coquilles, Bryozoaires, Brachiopodes, Momies, Entroques, Serpules, radioles d'Oursins.

Ciment calcitique abondant.

Coupe de Lanéria

Les marnes qui surmontent le faciès précédent affleurent dans l'entonnoir d'absorption qui fait disparaitre le ruisseau du Gos au Sud de Lanéria.

On y observe de bas en haut :

- 0,90 m de marnes bleues, sableuses, feuilletées

- 0,40 m de calcaire marneux, tendre, ocre par altération, bleu en profondeur, avec une faune bien développée.

Il y a été déterminé des : *Reineckia*
Hecticoceras cf. cracoviense (NEUMAYER)
associés à *Holectypus depressus* (LESK.) (détermination D. Contini) ainsi que des Térébratules, des Huitres, des Gastéropodes, des Belemnites.

Cette faune est considérée comme étant du Callovien moyen.

A. Choffat distingue à Loissia trois faciès du Callovien :

a) un faciès "Dalle nacrée"

b) une "Oolite ferrugineuse" : couches marno-calcaires, grises contenant des oolites calcaires peu discernables, mélangées d' oolites ferrugineuses.

c) un niveau à *Reneikia anceps*, marnes et calcaires marneux gris, très fossilifères.

H. Tintant place l'Oolite ferrugineuse dans la zone c) de A. Choffat et il considère qu'une lacune doit exister entre les dépôts de faciès Dalle nacrée et les calcaires marneux qui les surmontent.

Limites

Si la limite inférieure du Callovien peut être bien observée (coupe de Bourcia), la limite supérieure, elle, est fort difficile à distinguer ; le passage des marnes et des marno-calcaires de la zone supérieure de cet étage aux marnes de l'Oxfordien étant généralement couvert de prairie.

Quant à l'épaisseur totale des couches de cet âge, j'ai pu l'estimer à 10 à 12 m

2°) L'Oxfordien

La conception même de l'étage Oxfordien est différente selon les auteurs.

Le terme pris ici dans son sens strict sera le plus généralement utilisé par les géologues jurassiens, mais il convient avant toute chose de faire une comparaison entre les divisions qui seront adoptées dans les prochains paragraphes et l'Oxfordien au sens large utilisé par R. Enay (1966) dans sa très importante thèse sur les dépôts dans le Jura méridional.

Le tableau suivant permettra de comparer facilement les divisions de R. Enay avec les divisions adoptées ici.

<table>
<tr><th>Faciès de la région Epy Lanéria, décrit par R. Enay</th><th>Divisions R. ENAY</th><th>Divisions adoptées</th></tr>
<tr><td>Marnes bleues à Creniceras renggeri</td><td>Oxfordien s.l.</td><td>Oxfordien J_4</td></tr>
<tr><td>Couches à Sphérites
Calcaires siliceux
Couches d'Effingen
Couches de Geissberg</td><td></td><td>Argovien J_{5-6}</td></tr>
<tr><td>Calcaires lités { Apparition de E. bimammatus, dans les :
- calcaires grumeleux de base
- calcaires grumeleux intermédiaires
- calcaires grumeleux supérieurs
Couches de Morillon</td><td>Oxfordien s.l.</td><td>Séquanien J_{7a} inférieur et moyen</td></tr>
<tr><td>Calcaire à Momies. principal</td><td>Kimméridgien</td><td></td></tr>
<tr><td></td><td></td><td>Jurassique supérieur indifférencié J_{7b-9}</td></tr>
</table>

L'Oxfordien au sens strict - J_4

Les masses plastiques bleues de cet étage ne sont visibles que de manière très ponctuelle. Elles ont été, dans ces cas d'observations, identifiées par la présence d'Ammonites pyriteuses caractéristiques (*Creniceras renggeri, Cardioceras*).

Elles ont été trouvées au Nord de Coligny, le long de la route nationale, entre les villages de Bourcia et Dancia, à la source Chanal au NW de Pouillat, au lieu dit la Creuse.

A Lanéria, une estimation de l'épaisseur de ces marnes leur donne une puissance de 20 m.

A Treffort, avant l'apparition des premiers bancs de calcaires marneux de faciès argovien, s'est déposée une série marneuse de près de 30 m.

D'après A. Choffat (1878), les couches à Renggeri passent insensiblement vers le sommet aux couches à *Pholadomya exaltata* dont il constate la présence entre Andelot-les-Saint-Amour et Morval.

Limites

Les limites de l'Oxfordien ne sont pas discernables sur le terrain, elles ont été déduites par construction des affleurements de Callovien et d'Argovien.

L'épaisseur de cet étage a été estimée à 20 m.

Sur le terrain, le passage de l'Oxfordien à l'Argovien a été considéré comme étant situé sous les premiers bancs calcaires de faciès Argovien.

Morphologie

L'érosion des marnes oxfordiennes donne la 1re combe du Jurassique supérieur.

Dans la plupart des cas, ces couches forment des bas-fonds humides où apparaissent parfois des dolines herbeuses, dues à l'absorption de ces marnes par des circulations d'eaux souterraines se faisant au niveau du Callovien.

3°) l'Argovien J_{5-6}

Il affleure à l'Est et à l'Ouest de la zone étudiée, d'une part sur la bordure de la Bresse, d'autre part dans la partie orientale de la torsion Coligny-Montfleur.

Au Sud, l'anticlinal du Mont Myon s'ennoye et disparait dans les terrains argoviens. L'épaisseur de cet étage de 90 m à Lanéria, atteint 100 m à Treffort où l'on observe :

un faciès marneux gris à jaune à l'altération dans lequel apparaissent trois barres calcaires nettement marqués :

- la barre inférieure de 10 m d'épaisseur, constituée de calcaire marneux gris à jaune, se débitant en miches arrondies avec des fossiles (ammonites et Phollades) assez nombreux.

- la barre moyenne située près de 40 m au dessus a 15 à 20 m d'épaisseur. Elle est formée de calcaire sublithographique blanc , à cassure conchoïdale ressemblant aux faciès du Séquanien. Les bancs ont 10 à 20 cm d'épaisseur. La roche très gélive se débite souvent en petits parallélépipèdes.

Au sommet, sur une quinzaine de mètres, on observe des bancs calcaréo-marneux gris, décimétriques. Le calcaire plus marneux que le précédent a une cassure conchoïdale.

Au dessus de cette barre, les faciès grumeleux se sont déposés.

D'après A. Choffat (1878), ces dépôts surmontent les couches de Geissberg et sont caractérisés par une alternance de couches à concrétions rugueuses et de bancs marneux à marno-calcaires .Il y a trouvé une faune à Ammonites *Bimammatus* à Andelot-les-Saint-Amour et Treffort ainsi qu'à Gevingey et Pont-de-Poite, points les plus septentrionaux des faciès grumeleux.

Cette précision est de la plus grande importance car nous voyons qu'au Sud de Gevingey l'apparition du faciès grumeleux correspond à la zone à *E. bimammatus*.

R. Enay (1966) précise lui aussi que dans cette région le faciès grumeleux contient une faune de cette espèce (voir planche précédente sur l'Oxfordien au sens large, p. 29).

La limite supérieure de l'Argovien est alors définie comme le passage au faciès grumeleux à *E. bimammatus*, cette ammonite servant de référence au Séquanien inférieur.

Au point de vue cartographique, ces couches grumeleuses associées à des calcaires à momies rouges, à Huitres, et à Brachiopodes, sont un excellent repère à l'intérieur de la série Argovo-séquanienne.

Position du faciès rauracien

Il n'y a pas lieu de reprendre ici une discussion sur la valeur de ce terme.

Je constate la disparition totale du faciès rauracien à l'intérieur de l'étage argovien dont les sédiments caractéristiques envahissent au contraire la base du Séquanien. Les formations coralligènes n'existent qu'à partir du Séquanien moyen.

Morphologie

L'épaisse série marno-calcaire de l'Argovien forme des buttes herbeuses peu abruptes. Fréquemment, des lentilles d'arrachement laissent des larges zones sans végétation. Les marnes sont alors soumises à un ravinement marqué.

Les trois bancs calcaires de cet étage donnent, lorsque les pendages et l'érosion s'y prêtent une suite de crêtes caractéristiques (Treffort).

4°) Le Séquanien J_{7a}

Il s'agit du Séquanien inférieur et moyen. Le Séquanien supérieur étant indifférenciable sur le terrain du Kimméridgien.

Le Séquanien débute, comme il l'a été montré précédemment, par le faciès grumeleux de A. Choffat qui se trouve dans des

dépôts de faciès argovien. Ils sont surmontés par des calcaires oolitiques à fins, beiges, contenant de nombreuses coquilles ainsi que des Polypiers. Cette série est elle même couronnée par une "oolite miliaire" blanche peu cimentée.

Les calcaires sublithographiques blancs, durs, à cassure conchoïdale, en bancs épais qui leur font suite, appartiennent au Séquanien supérieur.

La coupe de Bourcia permet d'observer le passage de l'Argovien au Séquanien inférieur.

Passage Argovien - Séquanien

On distingue de bas en haut :

- 6 m de marnes feuilletées, assez grasses, grises à blanches

- 1 m de calcaire marneux avec quelques pisolithoïdes rouilles.

D 12 : c'est un calcaire microgranulaire contenant des débris d'Encrines, de coquilles dont la structure a complètement disparue, remplacée par de la calcite. On remarque des Algues encroûtantes, et quelques Foraminifères : Milioles et agglutinants.

- 4 m de calcaire marneux, gris à blanc, en bancs décimétriques, à cassure conchoïdale.

- 3 m de marnes grises feuilletées

- 10 m de calcaire marneux à sublithographique , gris clair à blanc , en bancs de 10 à 40 cm.

D 11 : calcaire microgranulaire azoïque dans lequel est pourtant visible une petite colonie d'Algues encroûtantes et des débris de tests de Lituolidés.

- 3,5 m de calcaire contenant de nombreuses "concrétions rugueuses" (faciès grumeleux décrit par A. Choffat) de quelques centimètres de diamètre, dans lesquelles se trouvent des Momies rouilles à plusieurs nucléus, souvent formés par des débris de coquilles. La pâte contient de nombreuses Térébratules et libère par altération les concrétions rugueuses qui donnent l'aspect caractéristique de ce niveau.

D 10 (base de ces couches) : calcaire à ciment microgranulaire et argileux, contenant des débris très épais de coquilles de Lamellibranches, des plaques d'Oursins, des spicules de Spongiaires, une colonie de Polypiers, des algues encroûtantes.

D 9 : semblable à D 10. On y remarque quelques Foraminifères : des Lagénidés, une Dentalina.

D 8 bis : cette lame mince a été effectuée dans une de ces "concrétions rugueuses". Le ciment en est nébuleux, cryptocristallin avec de très nombreux spicules de Spongiaires, des Momies, des débris de coquilles de Brachiopodes.

- 1 m de calcaire franc, grisâtre, à Térébratules et pisolithoïdes rouilles.

D 7 : calcaire à momies qui englobent des Serpules, des débris de tests de Brachiopodes, Lagénidés, coquilles épaisses formées de calcite entièrement recristallisée.

Ciment microgranulaire, légèrement ferrugineux.

- 0,50 m de calcaire marneux

- 0,60 m de calcaire beige à débris de coquilles.

D 6 : c'est un calcaire organodétritique, digéré, avec des coquilles de Brachiopodes, des Serpules, des spicules de Spongiaires, des Lagénidés (Lenticulina). Le ciment est assez fin, argileux.

- 1,20 m de plaquettes marneuses schistoïdes.

- 0,40 m de calcaire marneux à Brachiopodes et à Huitres dont les grosses coquilles ferrugineuses laissent souvent des vides de dissolution (c'est le niveau repère supérieur de cet ensemble).

D 5 - D 4 : calcaire microgranulaire à spicules de Spongiaires, serpules et momies.

- 7,5 m d'une alternance de marnes feuilletées, grises à blanches sèches, et de calcaires marneux gris clair, en banc de 0,20 m à 1 m.

- 20 m de calcaires marneux tendres, et de marnes, marqués dans la topographie par une combe continue.

D 3 : calcaire à pâte fine, contenant quelques débris d'Echinides épars.

Les dépôts qui viennent ensuite sont ceux de la corniche du Jurassique supérieur, dont la base est constituée par des calcaires de faciès rauracien qui comprennent :

- 30 m de calcaire beige oolitique à sublithographique, contenant des Polypiers, des Momies, de nombreuses coquilles. La cassure de ces calcaires est conchoïdale.

Ech. D 2 - D 1 (originaires de la base de la corniche)
Ce sont des calcaires à ciment microgranulaire très abondant avec : des momies soulignées par un pigment ferrugineux, des Serpules, des débris de coquilles, des Lagénidés (lenticulina).

- 20 m de calcaire à Momies, très blanc. Les momies sont souvent peu cimentées. L'altération donne une sorte de semoule blanche. Les momies deviennent nettement plus grosses vers le sommet de ce faciès, avant le passage aux calcaires sublithographiques supérieurs.

Problème de la limite du Séquanien - Kimméridgien

J'ai placé la limite supérieure du Séquanien inférieur et moyen au sommet des bancs à momies blanches car les calcaires sublithographiques qui les surmontent, ne peuvent être séparés sur le terrain du Kimméridgien.

D'autre part, leur appartenance au Séquanien supérieur est discutée.

Nous avons vu précédemment que le faciès rauracien devait être considéré dans la région qui nous intéresse comme un dépôt d'âge séquanien.

Les calcaires sublithographiques qui le surmontent étaient considérés jusqu'à une date récente comme appartenant au Séquanien supérieur.

Pour R. Enay (1966), le Kimméridgien débute avec le banc à Momies principal, c'est à dire les calcaires à Momies blanches du sommet du Séquanien de faciès rauracien

Morphologie

Le Séquanien, d'une épaisseur moyenne de 80 m, donne dans la topographie :

- une corniche de base
- une combe marneuse
- une corniche supérieure constituée par les faciès coralligènes du Séquanien et qui ne se séparent pas morphologiquement des calcaires kimméridgiens qui les surmontent.

Le banc à momies supérieur est parfois démantelé par l'érosion karstique, jusqu'à donner un lapiez profond, en particulier dans les zones où les couches sont affectées par un pendage assez fort.

5°) Le Jurassique supérieur indifférencié J_{7b-9}

J'ai groupé sous ce terme tous les sédiments jurassiques qui surmontent le Séquanien.

Les calcaires sublithographiques supérieurs sont les dépôts principaux de cette série. Ils sont blancs à beiges, contenant une faune assez pauvre, à cassure conchoïdale, d'une assez grande épaisseur.

A Saint-Amour, ce faciès affleure au Nord du Château. J'y ai découvert un niveau à Vaginelles (Ech. St. A 1).

Le long du contact entre le Jurassique supérieur et le Tertiaire bressan, j'ai trouvé des débris de calcaires dolomitiques beiges, fortement tectonisés et pouvant se rapporter au Portlandien. En particulier au Nord-Ouest de Chazelles,à Pressiat et à Cuisiat.

Le sondage JR 103, exécuté par la R.A.P. à Cuisiat donne quelques renseignements sur ce Jurassique supérieur.

A la profondeur de 610 m, l'outil a pénétré dans la partie chevauchée du Jura, constituée par un flanc synclinal inverse.

Après avoir traversé les faciès "oolitiques" séquaniens, la succession des couches a été la suivante :

- 70 m de calcaires sublithographiques du Séquanien ou du Kimméridgien

- 50 m de dolomies beiges du Portlandien

- 10 m de marno-calcaires grises du Purbeckien.

Entre Saint-Amour et Treffort, tous les faciès du Jurassique supérieur affleurent en surface, exceptés les dépôts de passage du Purbeckien que je n'ai pu retrouver.

Les affleurements existants sont situés dans la région la plus tectonisée du terrain levé, aussi il m'a été impossible d'établir aucune coupe suivie et de les relier entre eux ; c'est pourquoi je les ai groupés sous le terme de Jurassique supérieur indifférencié.

6°) Conclusion sur le Jurassique supérieur

L'épaisseur totale des sédiments du Jurassique supérieur dépasse probablement 300 m.

Ils contrastent fortement avec les dépôts du Jurassique moyen.

Ils affleurent soit :

- sur la bordure bressanne au contact avec les dépôts tertiaires.

- à l'Est, après les premiers crêts jurassiens qui sont formés par les dépôts du Jurassique moyen, les crêts suivants sont surtout constitués par les calcaires blancs du Jurassique supérieur.

o

o o

E - LE CRETACE

Le Crétacé n'a été reconnu en surface qu'en un seul point, sur le terrain étudié :

Au Nord-Ouest de Treffort, au Nord du Moulin Thorel, j'ai découvert, dépassant du sol, un affleurement rocheux d'un demi m3, dans une zone où normalement devraient affleurer les dépôts de l'Oligocène ou du Miocène.

Ech. Tre 6 : il s'agit d'une roche siliceuse, légère, bistre, dans laquelle de nombreux organismes sont fortement altérés par la cristallisation secondaire de la silice.

l.m. : les lames minces correspondantes ont été examinées par P. Rat à Dijon, qui y a distingué :

- des sections de Gastropodes
- des sections d'Ostracodes
- des fantômes de Milioles
- une nauticulina probable
- des Textulariidés mal conservés
- ainsi que des sections d'Orbitolinidés de conservation médiocre qui seraient peut-être des Orbitolinopsis.

Il s'agit donc de Crétacé inférieur ou moyen certain, sans pouvoir pour autant en préciser plus l'âge.

A Cuisiat, le sondage J R 103 de la R.A.P. atteint le Valanginien à moins 764 m, après avoir traversé le Purbeckien. Le forage est arrêté 10 m plus bas, toujours dans le Valanginien.

Les témoins du Crétacé les plus proches sont les synclinaux de Cuiseaux et de Lains dont le coeur est constitué par de la craie.

Les lames minces effectuées dans les conglomérats tertiaires nous permettent de constater, que le démantellement de la couverture crétacée a été important, puisque l'on y retrouve des éléments allant du Crétacé inférieur au Turonien.

Conclusion sur le Crétacé

La sédimentation a du être relativement continue jusqu'au Turonien.

L'érosion nous empêche de connaître cette série dans la région qui nous intéresse.

Pourtant nous devons admettre qu'un synclinal à coeur crétacé a du être protégé de l'érosion durant l'Oligocène et le Miocène avant de disparaitre sous le chevauchement du Jura sur la Bresse.

L'affleurement de Crétacé que je signale à Treffort fait partie :

- soit d'un conglomérat tertiaire dont il serait un élément de forte taille,

- soit d'une structure qui nous est dissimulée au front du chevauchement du Jura sur la Bresse. Rien ne permet d'en décider.

+

+ +

II - LE TERTIAIRE

A - INTRODUCTION

Les terrains tertiaires reconnus à l'affleurement sont pour la majeure partie des dépôts bressans. Ces terrains, décrits par d'assez nombreux auteurs, ont été peu étudiés de manière synthétique.

F. Delafond et C. Deperet (1886) leur consacrent à la fin du siècle dernier, une étude fort intéressante et fort documentée. Plus proche de nous H. Vincienne, qui par malheur n'achèvera pa l'ouvrage qu'il avait entrepris sur le Jura méridional, a laissé de nombreuses notes sur le Tertiaire jurassien.
A. Lefavrais-Raymond (1962) dans sa thèse, qu'elle développe principalement à partir de sondages effectués dans la cuvette bressanne, nous a donné la plus récente étude synthétique de cette région.

C'est à partir de ces données et principalement du travail de A. Lefavrais-Raymond (1962) sur le Tertiaire de Coligny (Ain) que j'ai entrepris l'examen des dépôts de cette ère sur la surface d'étude qui m'était impartie.

Ce chapitre a été divisé en :

- sédiments anté-pliocènes br essans
- sédiments pliocènes bressans
- remplissages tertiaires des Karsts jurassiens

o

o o

B - LES SEDIMENTS ANTEPLIOCENES BRESSANS

1°) La région de Coligny

Les affleurements que je décris dans la région de Coligny après les avoir soigneusement étudiés sur le terrain, ont servi de référence dans l'étude des autres gisements oligo-miocènes, car ils ont été pour la plupart répertoriés et datés par A. Lefavrais Raymond.

1 - La coupe de la Ville-sous-Charmoux et les conglomérats stampiens

Elle est située au Nord-Ouest de cette localité, le long du chemin qui mène au lieu dit "La Rongière".

Une faille chevauchante met en contact le Jurassique supérieur bréchique avec le compartiment tertiaire à pendage inverse 70° W, si bien qu'il faut considérer comme aléatoire d'observer là la base de la série tertiaire.

On y observe, en se déplaçant de l'Est vers l'Ouest :

a) Le Jurassique supérieur (Séquanien) bréchique, par endroits imprégné de dépôts manganeux.

Ech. Ch 1 et Ch 2

b) Un conglomérat polygénique daté du Stampien[1] visible sur 80 m environ, le long du chemin jusqu'à la cote 245.

Ch 3 (base du conglomérat)
C'est un conglomérat à galets peu roulés, blancs à noirs, et à silex ; le ciment est calcaréo-gréseux, légèrement coloré en vert par de la glauconie.

l.m. Charm. 1 (correspondant à Ch 3) : les éléments sont datés du Jurassique supérieur au Crétacé. En particulier un galet contient, inclus dans sa pâte, des Orbitolinidés (*Orbitolinopsis*), une section attribuable avec réserve au genre *Coskilina* et une section de *Cuenolina cf. hensomi* (détermination P. Rat, Dijon), Cet élément pouvant être Barrémien. Les galets sont encroûtés, le ciment est calcitique microcristallin avec quelques quartz anguleux, peu de quartz roulés et de la glauconie.

Eh 4 - C'est un calcaire gréseux, beige, vacuolaire, avec quelques graviers épars. Il est interstratifié dans le conglomérat.

l.m. Charm. 2 (correspondant à Ch 4) : c'est un calcaire lacustre gréseux, à quartz assez nombreux (30 %). Les quelques éléments existants sont peu encroûtés. Le ciment est grumeleux avec des débris organiques indéterminables dans lesquels sont noyés de petits Foraminifères.

---

(1) A. Lefavrais-Raymond (1962)

c) Les calcaires lacustres de l'Aquitanien font suite à ces dépôts conglomératiques, et affleurent sur près de 200 m en direction du Bief de la Doye.

- Base des calcaires lacustres : Ch 5

Ce calcaire est lacustre, blanc, crayeux, tendre, vacuolaire avec des silex blonds à rouges, rognoneux.

- Les calcaires précédents sont surmontés (Ch 6) de marnes blanches à concrétions calcaires crayeux, elles-mêmes recouvertes par des calcaires lacustres semblables à ceux de la base.

d) La molasse miocène que je n'ai pas pu retrouver dans cette coupe, A. Lefavrais-Raymond (1962) la signale.

Les conglomérats stampiens de la Ville-sous-Charmoux sont visibles au Sud de la route qui va de Coligny à la gare de cette localité. Ils sont en contact avec l'Argovien normal, leur pendage est inverse de 80° ESE.

Col 1 - C'est un conglomérat à éléments de Jurassique supérieur, de Crétacé (calcaire turonien, Silex) et de Tertiaire (encroûtement ferrugineux).

Le ciment calcitique microcristallin contient de nombreux quartz, quelques petits galets quartzitiques et de la glauconie. Certains éléments calcitiques se rapportent peut-être à des microcodium.

A Clériat, où A. Lefavrais-Raymond ne signale que du Miocène, j'ai eu la chance de trouver des éléments de conglomérats stampiens (Cle 2) et de calcaire lacustre de faciès aquitanien (Cle 1) dans les champs à l'Est de ce groupe de fermes.

Cle 2 - C'est un conglomérat à gros éléments de Jurassique supérieur, pris dans un ciment de teinte claire, formé d'encroûtements alguaires, renfermant quelques quartz.

2 - L'Aquitanien de Coligny

Des éléments d'Aquitanien se retrouvent fréquemment dans les champs, les murgers et en place, en particulier le long de la route qui mène de Coligny à la gare, au croisement vers Charmoux (point coté 235). Là le pendage de ce calcaire (Ag 1) est de 15° E.

Cet affleurement fut d'abord signalé par E. Benoit (1858). Il y trouve *Cerithium lamarckie*. M. Tardy (1883) cite à son tour les calcaires lacustres de Coligny comme faisant partie de la zone *Helix ramondi*. F. Delafond et C. Deperet (1893) reprennent ces déterminations. H. Vincienne (1938) y voit des Foraminifères non remaniés : *Rotalidae (Discorbis)* et fait déterminer la faune de Gastropodes qu'il y a découvert par P.Jodot qui nomme alors (1954) : *Limnea inflata* BRONG.
Hydrobia dubuissoni BOULLET
et les rapportent au Stampien supérieur. Enfin, A. Lefavrais-Raymond (1962) les place avec les dépôts semblables de la Bresse pfofonde dans l'Aquitanien.

Par voie de conséquence, les conglomérats de la Ville-sous-Charmoux sont datés du Stampien.

Description des échantillons recueillis à Coligny

Aq 1 à Aq 4, Aq 6, Aq 8 - ils sont pour la plupart originaires des murgers, rarement d'affleurements.

Ce sont des calcaires blancs tendres, crayeux passant par endroits à des calcaires sublithographiques beiges.

lames minces - la pâte est grisâtre avec de nombreux vides, caractéristiques des calcaires lacustres, avec des amas plus opaques argileux, des débris organiques sombres indéterminables, des petits quartz, et même de la glauconie.

Il est possible d'y reconnaitre, noyés dans cette pâte : des Charas très digérés
des Ostracodes
des petits Rotalidés, Discorbis probables

(Aq 4 : une coupe sagitale permet de distinguer nettement la disposition des loges ainsi que le test perforé).

Aq 5 - C'est un silex beige à noirâtre, lité, bréchique, à patine blanche.

l.m. - La pâte siliceuse est pétrie de très nombreux débris de Characés : tiges bien visibles, Oogones.

Cle 1 (Est des Fermes de Clériat)- C'est un calcaire lacustre saumon avec quelques éléments assez petits, pris dans la masse.

l.m. - La pâte est microcristalline avec de nombreux vides comblés par de la calcite. Elle contient quelques petits quartz anguleux ainsi que de la glauconie.

3 - Le Miocène de Coligny

Les échantillons de référence viennent de la ferme de Clériat, là où A. Lefavrais-Raymond, reprenant les études de F. Delafond et C. Deperet a étudié et daté ces dépôts.

Elle y décrit une bande molassique épaisse, dans laquelle s'intercalent des grès avec de nombreux Foraminifères, en particulier des Globigérines de taille tout à fait normale.

Les affleurements types sont situés :

a) Sur le chemin qui mène de la N 83 à la ferme de Clériat, au croisement coté 274.

Cle 3, Cle 4 - Ce sont les poudingues de base de la transgression miocène. Les éléments sont calcaires, assez gros, allant jusqu'à une dizaine de centimètres, dans leur plus grandes dimensions et quartziques sous la forme de petites dragées laiteuses. Le ciment lui est clair, molassique, quartzomicacé.

l.m. - Les gros éléments sont hauteriviens et jurassiques supérieur, mais ce sont surtout les petits éléments qui sont intéressants, c'est à dire des : quartzites
lydiennes
roches microgrenues
quartz corrodés
plagioclases, microcline
biotite, muscovite
sphène
glauconie
Le ciment calcitique est bien cristallisé.

b) Ferme de Clériat

Une tranchée assez profonde (2 m) montre dans la cour de cette ferme la molasse typique, avec, à sa base, des pendages conglomératiques. La série est inverse avec un pendage de 70° NE.

Cle 5 - Molasse grossière, jaune, mal cimentée avec quelques éléments calcaires de taille supérieure à celle des éléments d'une molasse. La roche s'effrite facilement et parait sensible à l'altération atmosphérique.

l.m. - Les éléments comprennent :
quelques petits graviers calcaires, bien roulés
mais surtout : des quartzites
roches microgrenues
quartz

des plagioclases, microcline, de la muscovite, de la biotite et quelques ferrogmagnésiens très altérés.

Le ciment est calcitique bien cristallisé.

c) A 100 m à l'Ouest de la ferme de Clériat, le long du chemin qui descend vers le ruisseau, le bas côté de la route est entaillé dans des grès passant à des sables fins ou à des sables à dragées de quartz, de pendage 55° W.

Cle 6 - grès ocres, micacés, peu consolidés.
Ce sont les grès et les sables du sommet du Miocène marin. Ces dépôts sont bien observables au lieu-dit "le molard" entre "le chateau" et la Ferme de Trevet.

Col. 3 - C'est le faciès de passage du conglomérat à la molasse, quelques gros éléments de calcaire sont noyés dans un ciment clair, molassique, quartzomicacé.

l.m. - Les éléments sédimentaires variés comprennent des grains de Sidérolithique, de Crétacé, de Jurassique supérieur.

Les éléments prépondérants sont exotiques, c'est à dire : des quartzites bien roulés, des lydiennes, des micaschistes, des roches microgrenues ainsi que des quartz, des plagioclases en partie séricitisés ou myrmékitisés, de la biotite, de la muscovite et du sphène.

Le ciment calcitique est bien cristallisé.

4 - Conclusion sur l'Oligo-miocène de Coligny

Il est possible de résumer la série oligo-miocène observée dans la région de Coligny, aux faciès suivants :

a) Les conglomérats stampiens à éléments calcaires, ciment calcaire et peu de quartz. Ces dépôts stampiens sont observables sur une épaisseur de près de 80 m sans qu'il soit possible de donner leur épaisseur totale.

b) Les calcaires lacustres aquitaniens, blancs, crayeux, à fin, avec des passages de silex rubannés ou rognoneux, sombres.

c) Les conglomérats de base du Miocène marin à gros éléments calcaires bien roulés, ciment molassique caractérisé par la présence d'éléments de roches éruptives.

d) La molasse miocène, caractérisée elle aussi par les éléments de roches éruptives.

e) Grès et sables du sommet de l'épisode marin.

f) Marnes à lignites et sables lacustres du Pontien, que je n'ai pas retrouvés sur le terrain, mais que A. Lefavrais-Raymond a pu observer lors du curage du ruisseau de la Doye.

La présence constante d'éléments exotiques à partir de la base du Miocène marin pose le problème de leur origine. Il est couramment admis que ce sont des éléments alpins, pourtant, si l'on examine les origines possibles de ceux-ci, trois provinces peuvent les avoir fournis : - les Vosges
- le Morvan
- les Alpes.

La question est loin d'être résolue.

2°) Les affleurements de Saint-Amour

Le contact tectonique du Jurassique supérieur avec les dépôts du Tertiaire bressan est bien observable dans l'agglomération même de Saint-Amour, en bordure du champ de foire, à la base du mur qui soutient le jardin public de l'église et, dans les potagers qui jouxtent le lavoir municipal.

Le compartiment chevauchant est composé de Jurassique supérieur très bréchique, allant du Séquanien au Kimméridgien (présence de Vaginelles).

Le pendage y est de 40° ENE, se redressant jusqu'à 70° ENE distinct à proximité du contact, malgré les broyages sur lesquels sont nettement visibles les stries de frictions marquant des mouvements horizontaux E-W.

Le compartiment chevauché qui lui fait suite est composé de conglomérats dont le pendage de 50° NE est inverse.

L'examen détaillé de ce contact et des conglomérats qui lui font suite, a été nécessaire pour différencier les brèches tectoniques du chevauchement, des dépôts tertiaires, soit :

1 - Le long du mur de soutien de l'église (voir croquis)

a) Le Jurassique supérieur (A 5 à A 11) comprend des calcaires de faciès assez variés probablement séquaniens, qui ont été tectonisés, puis recimentés.

L'aspect macroscopique en était tel que la question se posait de savoir s'il ne s'agissait pas de sédiments tertiaires. L'examen du microfaciès a montré qu'il ne s'agissait que de brèches tectoniques.

b) Les conglomérats stampiens

Le contact direct n'est pas visible, mais après une zone aveugle de 7 à 8 m affleurent les conglomérats stampiens :

A 13 - Conglomérat à éléments saumons, de petite taille, pris dans une pâte beige.

l.m. - Les éléments sont crétacés et jurassiques supérieurs. Le ciment calcitique est pigmenté par du fer. Il contient des petits quartz anguleux assez nombreux, un grain de limonite et des Microcodium. Le conglomérat lui-même a été tectonisé et recimenté par des filonnets de calcite.

A 14 - C'est un conglomérat très comparable en macrofaciès et microfaciès aux échantillons de Coligny Cham 3 et col 1.

2 - Dans les potagers qui jouxtent le lavoir municipal, on distingue d'Est en Ouest :

a) Le Jurassique supérieur (A 1 et A 2) qui fait partie de la même série qui affleure au pied du mur de soutènement de l'église (A 5 à A 12).

b) Le conglomérat stampien dont les échantillons étudiés sont les suivants :

A 3 - Le macrofaciès est celui de Coligny (Charm 3, Col 1) mais l'examen en lame mince apporte quelques précisions

l.m. - Les éléments calcaires azoïques ont un encroûtement blanc, le ciment calcaire, lacustre contient de petits quartz anguleux, épars ainsi que quelques débris calcitiques bien cristallisés.

A 4 - Elément de Jurassique supérieur pris dans un calcaire encroûtant blanc, ; l'intérêt de cet élément est qu'il a été tectonisé, puis recimenté par de la calcite, avant d'être roulé, déposé, englobé dans la formation alguaire qui cimente là ce sédiment.

A 15 - A 16 - Ces échantillons proviennent du même point que A 3; on y remarque des galets de calcaires dolomitisés et des calcaires à coprolites de crustacés du Portlandien, ainsi que la présence de glauconie dans le ciment.

3 - Les calcaires lacustres aquitaniens m'avaient été signalés par C. Saraïs à l'Est de la marbrerie Carron.

4 - M. Dreyfuss avait découvert lors de levés précédents, la molasse miocène à proximité de la gare.

Par malheur, je n'ai pu resituer ces affleurements.

Conclusion sur les dépôts oligo-miocènes de Saint Amour

Par comparaison avec la série-type de Coligny, il est à remarquer que la suite des dépôts oligo-miocènes semble bien représentée, avec d'Est en Ouest :

a) Les conglomérats de Saint-Amour qui sont d'un macrofaciès et d'un microfaciès proches des sédiments stampiens de la Ville-sous-Charmoux.

Deux faits en complètent leur description :
- la présence de microcodium
- la constatation qu'un élément roulé a subi une tectonisation, suivie d'une consolidation par de la calcite, antérieure à son arrachement et son dépôt.

b) Les calcaires aquitaniens

c) La molasse tertiaire.

Comme à Coligny, le contact tectonique du Jurassique sur le Tertiaire nous empêche de connaître les faciès de base des dépôts tertiaires.

3°) Les affleurements du Ravin de Ruilla

1 - Situation

La route qui mène au Vernay traverse le Bief de Ruilla à 2 km au Sud de Saint-Amour.

- au niveau de la ferme de Ruilla, j'ai trouvé les poudingues et la molasse mais non en place.

- en descendant le cours du ruisseau depuis un point amont à 200 m à l'Est des habitations, le Séquanien affleure d'abord, puis le conglomérat stampien. Une centaine de mètres en aval de ces affleurements un ru intermittent afflue en rive gauche. Il a creusé un vallon parallèle au précédent dans lequel les molasses miocènes alternent avec les poudingues du même âge. Le pendage est faible (15° E), l'épaisseur visible de ces terrains n'excède pas 10 m.

J'ai interprété les affleurements de la manière suivante :

- le Stampien correspondrait au flanc inverse d'un synclinal tertiaire.

- le Miocène lui, appartiendrait au flanc normal.

Deux remarques s'imposent :

- le contact Jurassique - Tertiaire continue à être tectonique.

- les calcaires lacustres de l'Aquitanien semblent absents entre les dépôts stampiens et miocènes.

2 - Etude détaillée des échantillons

a) Le Stampien

Rui O a et Rui O b - Le faciès est celui de Coligny. Le ciment calcaréo-quartzeux beige y est plus coloré.

b) Le Miocène

Les échantillons ont été prélevés en descendant l'affluent du Bief de Ruilla et se succèdent donc de haut en bas.

Rui 1 et Rui b - C'est un poudingue à éléments assez aplatis (de 2 à 3 cm) calcaires, altérés, surtout de couleur jaune, rouge ou noire, imprégnés pour certains de manganèse. Quelques petits galets quartzitiques se remarquent bien dans ce mélange. Le ciment calcitique est abondant.

En lame mince, le microfaciès est celui des échantillons de Clériat. Il faut y ajouter quelques éléments nouveaux qui sont : des "vieux porphyres", des quartz automorphes, de l'orthose perthitique peu altérée, ainsi que de l'épidote.

Rui 2 - Le poudingue passe à une molasse assez grossière, grise à beige, avec quelques gros éléments calcaires et des dragées de quartz.

Le microfaciès est celui de Rui 1.

L'affleurement suivant est d'un faciès nouveau, plus fin qu'aucun banc de Clériat.

Rui 3 - Passage de molasse fine, grise à noire, compacte avec un litage peu distinct.

On y voit en lame mince des petits quartz, de la biotite altérée, des micrograviers de quartzite et de lydienne, des débris de Bryozoaires, de Pythonelles, de Radiolaires, des spicules de Spongiaires, mais l'élément le plus important de cette molasse non pas en nombre, mais en intérêt est la présence de Globigérines non remaniés.

Rui 3 a - La molasse est plus grossière, le granuloclassement des individus y est marqué.

L'étude en lame mince n'apporte aucun élément nouveau par rapport à Rui 2 et Rui 3.

Rui 4 a, b et c - Poudingues de base, à gros éléments roulés et altérés allant du Jurassique moyen (Bathonien) au Crétacé et au Tertiaire. En effet, de gros éléments (7 à 8 cm) de conglomérats stampiens très altérés, sont pris dans le poudingue de base.

Rui 4 c - Gros galet stampien roulé, présentant une patine grise. Les éléments et le ciment sont assombris par des dendrites de manganèse.

l.m. - Les éléments vont du Jurassique moyen au Tertiaire (débris de Gompholite de base). Ils ont fréquemment une face encroûtée.

Le ciment gréso-calcaire (+ de 50 % de quartz) ne contient pas de débris exotiques, mais de la glauconie roulée albienne.

Le Stampien a été altéré et imprégné de manganèse dendritique.

3 - Conclusion sur les affleurements de Ruilla

a) Le Stampien

Il est faiblement représenté à l'affleurement mais garde bien le même faciès.

b) L'Aquitanien

L'absence d'affleurement posait un problème quE ne résoud pas la découverte d'éléments du conglomérat stampien altérés, dans le poudingue de base miocène, ce fait important montre

qu'à cet endroit nous avions :

- soit une lacune aquitanienne avec,avant le dépôt du Miocène, altération du Stampien, puis au début,de la transgression miocène, érosion et dépôt du celui-ci.

- soit la série oligocène complète, emmergée puis érodée jusqu' au Stampien au moment de la transgression miocène.

Deux arguments me font pencher pour la première hypothèse :

- l'absence d'éléments de calcaire aquitanien dans le Miocène de base.

- l'altération importante du Stampien qui s'y trouve et qui prouve que celui-ci avait subi, avant son érosion, une action aérienne assez conséquente.

c) Le Miocène marin n'affleure que dans son faciès de base, qui apparait comme une série de poudingues bien roulés avec des épisodes de sédimentation plus fine, molassique.

Les éléments stampiens marquent la coupure qui a séparé là les sédiments oligocènes lacustres de la transgression miocène.

Les Globigérines non remaniés, déjà signalés à Coligny par A. Lefavrais-Raymond précisent cette transgression marine dans un golfe ouvert vers le large.

4°) Les affleurements de Chazelles

I - Situation

a) Les affleurements de rive droite du Bief de la Doye.

La route qui va vers le Bresse est croisée, à l'Ouest du village de Chazelles, à la cote 239, par un chemin orienté vers le Nord.

Les conglomérats surmontés de marnes blanches contenant des lentilles sableuses affleurent sur la droite de ce chemin à 100 m du croisement.

b) Les affleurements de la rive gauche du bief de la Doye. Le contact du Jurassique moyen avec le Stampien est nettement visible à une centaine de mètres en aval du "Moulin d'en Haut" au pied de la côte du "Fond du Coutaret".

II - Etude de ces gisements

a) en rive droite , la roche en place est visible sur deux mètres à condition de la dégager à la pelle bêche.

Elle comprend :

1) à la base un conglomérat bien roulé de type stampien (Chaz. 1) cpmparable à ceux de la Ville-sous-Charmoux

2) Des marnes b lanches surmontent le Stampien, dont le sommet est irrégulier mais non altéré; de petites lentilles de quelques dizaines de centimètres de diamètre de sables marneux jaunêtres marquent le contact entre ces dépôts.

Chaz 2 - Ce sont des sables marneux, jaunâtres, contenant des concrétions calcaires blanches.

Un lavage permet d'y voir : des quartz limpidés et mal roulés, des quartz cariés et manganeux, de la muscovite, de la tourmaline, de l'épidote, des éléments nombreux de grès ocre et de croûtes manganésifères ou sidérolithiques.

Chaz 3 - Les marnes blanches sont grumeleuses, avec des concrétions marno-calcaires parfois tachées de rouille et quelques éléments de conglomérats stampiens, encroûtés.

Lavage - Les éléments sont les mêmes que ceux de Chaz 2.

La présence d'une spire et demi d'un petit gastropode, allongé (environ 3 mm) à coquille mince, blanche, translucide, finement cannelée se rapportant peut-être à un Hydrobie de l'Aquitanien, nous donne une indication sur ces dépôts.

l.m. - d'un petit élément (2 cm) encroûté de ces marnes, d'un débris de conglomérat stampien contenant un galet de Turonien cimenté par une pate se rapprochant de celle des calcaires lacustres aquitaniens (faciès de passage).

Donc, le sommet du Stampien a pu être érodé sans pour autant être émmergé ainsi que le montre l'absence d'altération du contact stampien - aquitanien.

Chaz 4 - Les marnes blanches passent par endroits à des calcaires marneux lacustres, qui, macroscopiquement, sont bien semblables à ceux de la Ville-sous-Charmoux.

b) en rive gauche, le passage des calcaires à Entroques suivis de l'Oolite en série renversée aux conglomérats stampiens à pendage subvertical à inverse, surmontés de l'Aquitanien, s'observe fort bien.

La coupe est la suivante :
- Entroques (70° E renversé)
- zone aveugle : 10 m
- Oolite bajocienne (45° E renversé)
- zone aveugle : 20 m.

La coupe du Stampien qui y fait suite sera examinée en détails ; on y distingue de bas en haut :

1) 30 m de conglomérat stampien subvertical, dont le faciès général (MC 9) se rapproche de celui de la Ville-sous-Charmoux, mais l'examen des lames minces amène quelques remarques :

MC 9a - l.m. - Le ciment calcitique contient un pourcentage assez important de quartz (30% environ).

MC 9b - l.m. - Galet calcaire lacustre, inconnu à l'affleurement formé d'algues encroûtantes blanches, contenant quelques petits quartz anguleux.

MC 9c - l.m. - Elément de Turnien.

Des blocs d'un demi-mètre de diamètre au maximum sont pris dans le conglomérat, lui donnant une grande hétérométrie.

Au faciès de Mc 9, proche de celui de la Ville-sous-Charmoux, il faut ajouter celui de MC 8 qui lui, est interstratifié et qui rappelle le conglomérat stampien de Ruilla où les éléments mal roulés sont pris dans un ciment bistre à rouille.

MC 8a - l.m. - On y distingue des éléments tertiaires, galet de Jurassique supérieur tectonisé, consolidé par une formation alguaire, repris dans le ciment stampien.

Crétacé faciès des calcaires turoniens

Jurassique supérieur. Les galets sont recouverts généralement pur une surface d'un concrétionnement assez mince.

Le ciment calcaréo-quartzeux est plus ou moins envahi par du fer.

MC 8b - l.m. - Galet de calcaire organo-détritique glauconieux de l'Hauterivien.

2°) 0,5 m de marno-calcaire : apparition de bancs montrant une sédimentation plus calme, marneuse annonçant le faciès de l'Aquitanien.

3°) 1 m de conglomérat

MC 5 La dimension des éléments varie de quelques centimètres à quelques millimètres. Le ciment est de teinte claire.

L'examen du microfaciès n'apporte aucun élément nouveau.

4°) 0,30 m (MC 4) de marnes blanches grumeleuses, se brisant en petits fragments à la déssication, et contenant d'assez nombreux galets encroûtés.

Le lavage de ces marnes donne surtout de très nombreuses petites concrétions provenant de vers tubicoles, des débris de petites coquilles, des grès, et des quartz moyennement roulés.

5°) 1 m de conglomérat

MC 3 - Les éléments jurassiques supérieurs à crétacés sont assez bien roulés centimétriques pris dans un ciment vacuolaire blanchâtre assez abondant.

l.m. - Turonien cimenté dans une pâte assez proche de celle des calcaires lacustres aquitaniens.

6°) 1 m (MC 2) de marnes blanches à vertes, compactes, sèches, collantes, mouillées avec de petites concrétions blanchâtres.

En lavage, le résidu de concrétion dû à des vers encroûtants est encore plus fort qu'en MC 4.

Les autres fractions sont constituées par : des graviers gréseux, des quartz limpides et anguleux, des quartz émoussés, de la tourmaline, des débris de coquilles.

7°) 2 m (MC 1) de marnes à marno-calcaires lacustres avec d'assez nombreux pseudo-galets donnant un aspect conglomératique aux dépôts.

8°) Les calcaires aquitaniens des faciès de la Ville-sous-Charmoux terminent cette coupe.

III - Conclusion sur l'Oligocène de Chazelles

a) Le Stampien

Il est semblable à celui étudié dans les affleurements précédents. La coupe de la rive gauche du ruisseau nous apporte quelques précisions :

- vers le sommet des conglomérats, la sédimentation passe par des phases de calme durant lesquelles se déposent des marnes annonçant la phase, plus calme finale de l'Oligocène, caractérisée par des calcaires aquitaniens.

- au sommet des conglomérats, il semble qu'à Chazelles, il y ait eu un arrêt de la sédimentation, sans pour cela entrainer une émersion, suivi par un ravinement sous-lacustre (surface irrégulière, élément de Stampien dans les marnes de la base de l'Aquitanien).

b) l'Aquitanien

Nous voyons là nettement le passage des deux faciès.

Le contact se faisant entre :
- un conglomérat
- et des marnes à Gastropodes ainsi que des lentilles sableuses.

Il faut faire deux constatations nouvelles par rapport aux affleurements étudiés précédemment :
- présence de petits Gastropodes
- présence d'épidote

L'épidote étant selon A. Lefavrais-Raymond un minéral apparaissant en Bresse à l'Aquitanien et caractérisant les arrivées allochtones de la dépressions bressanes.

L'Aquitanien avait été signalé à Chazelles dès 1883 par M. Tardy. Il avait observé lors de creusement de mares à l'Ouest du village des calcaires compacts à pâte lithographique contenant des Gastropodes de la zone à *Helix ramondi*.

5°) Les affleurements de Salavre et Verjon

a) Salavre

L'Argovien affleure au Sud-Ouest du village de Salavre. La corniche séquanienne le surmonte. Le contact entre ces deux étages n'est pas visible, caché par un éboulis assez important. On y observe des blocs provenant d'une brèche tectonique; ils présentent des frictions importantes, ainsi qu'une brèche

polygénique contenant des éléments de ces étages cimentés par un ciment rose plus ou moins rubéfié.

Sal 1 - l.m. - Brèche de calcaire à pâte fine azoïque, dont le ciment calcitique microcristallin coloré par du fer, contient de très petits quartz.

Dans une tranchée faite pour un captage derrière la Fromagerie du village, dans l'éboulis d'où vient l'échantillon Sal 1, j'ai recueilli un morceau de conglomérat.

Sal 2 - Les éléments, pour la plupart de petites tailles de 1 mm à 2 cm, sont souvent rubéfiés ou altérés. Le ciment blanc est extrêmement vacuolaire, tufacé.

l.m. - Les graviers polygéniques sont soit originaires de la brèche rouge de base, soit calcaires de divers faciès. Le ciment lacustre, calcaire, obscurci par endroits par de l'argile, contient de petits quartz épars.

Conclusion sur les échantillons de Salavre

a) Brèche rouge.

Salavre serait le point le plus septentrional où affleure la brèche Gompholitique de base. Par malheur, cet affleurement n'existe plus ou est caché par des éboulis.

b) Le conglomérat "stampien".

Le seul échantillon existant présente un caractère tufacé, qui le différencie du type de la Ville-sous-Charmoux.

b) Verjon

Dans le village même, au pied du Chateau, le Séquanien inférieur à nomies affleure ; celui-ci est localement tectonisé, broyé et rubéfié de telle façon qu'il donne une brèche saumon, cimentée par un ciment calcitique, contenant quelques quartz. Il est possible que cet affleurement soit à rattacher à la Gompholite de base.

6°) Les affleurements de Courmangoux

I - Situation

Le Tertiaire affleure sur les deux rives du Ruisseau de Courmangoux à 500 m en amont du chateau de la Verjonnière.

Il est possible d'y observer :

- une coupe du contact entre le Jurassique supérieur et l'Eocène - Oligocène, sur la rive gauche en bordure même du canal d'amenée de l'eau au "Domaine de la Verjonnière, à 100 m en aval de la prise d'eau.

- des affleurements ponctuels de Stampien et de Miocène sur la rive droite.

II - Description

A) en rive gauche

1°) Le Jurassique.

Un décrochement NE - SW affecte le Jurassique supérieur mettant en contact l'Argovien avec le Séquanien. Le ruisseau, après avoir largement dégagé les marnes, s'est frayé dans le Séquanien un passage assez étroit, le long duquel la brèche tectonique apparait sur une cinquantaine de mètres. La vallée s'éloigne du décrochement. Les dernières couches de Séquanien avant d'arriver au Tertiaire sont nettement moins broyées et se terminent par une surface cariée, reste d'un karst éocène actuellement en position renversée,avec un pendage de 70° NE.

Of 1 - Le calcaire est blanc à beige, à pâte plus ou moins recristallisée ou dolomitisée. Il enferme quelques entroques, Radioles, débris de coquilles, des Miliolidés et des Lagénidés.

Des Dendrites de manganèse imprégnent la roche.

La surface de contact avec le Tertiaire est cariée, irrégulière, avec une patine manganeuse noire.

2°) Le Tertiaire

a) L'affleurement dégagé à la pelle bèche permet de voir la Gompholite de base sur une épaisseur réelle de 2,5 m. Son pendage est de 70° NE renversé.

Of 0 - C'est une brèche à faible polygénisme dont les éléments de Jurassique supérieur sont altérés, encroûtés et englobés dans un ciment argilo-ferrugineux rouge brique, tendre, qui se délite à l'eau sous forte pression et contient quelques granules de limonite.

l.m. Of 0a - Of 0b - Les éléments anguleux de Jurassique supérieur sont très encroûtés ; ils jouxtent avec des graviers provenant d'une croûte quartzo-ferrugineuse, ainsi qu'avec des grains de limonite.

Le ciment argilo-gerrugineux contient de nombreux petits quartz anguleux.

Le tout est parcouru par des filonnets de calcite secondaire, bien cristallisée, provenant d'une tectonisation ultérieure.

Of 1'- Il provient du sommet de la gompholite de base.

Les éléments, dont certains semblent provenir du dépôt, lui-même remanié sur place, sont parfois imprégnés de manganèse.

Le ciment rouge à saumon est plus dur, moins argileux.

l.m. OF 1a - Of 1b - Les débris calcaires anguleux sont soit : tertiaires (calcaire zonaire), soit jurassiques (Portlandien à Séquanien supérieur). Ils sont toujours encroûtés et cimentés par un mortier argilo-ferrugineux à petits quartz.

De nombreuses vacuoles ont été remplies secondairement par de la calcite.

b) Les conglomérats stampiens surmontent la Gompholite de base sur une épaisseur réelle visible, évaluée à 40 m. Le pendage renversé s'infléchit jusqu'à 35° NE. Des blocs de conglomérats sont visibles sur une distance d'une centaine de mètres, au pied de la côte.

Of 2 - C'est le faciès de base du conglomérat stampien. Il affleure sur près de 4 m passant progressivement au faciès stampien caractérisé.

Les éléments sont nettement polygéniques, peu roulés, souvent altérés, venant du Crétacé au Jurassique supérieur.

Le ciment est rose rappdant la Gompholite et provenant probablement de remaniement de celle-ci à la base de l'échantillon, alors qu'il est nettement bistre calcaréo-quartzeux au sommet.

l.m. - Galet crétacé, entouré d'une pellicule de calcite hyaline. Le ciment calcitique contient une phase quartzeuse assez importante (20 à 30 %) ainsi que de la glauconie et des graviers calcaires noires.

Of 3 - Of 4 - Of 5 - 10 m de conglomérat stampien caractéristique. Le ciment beige est plus quartzeux que dans les dépôts de Coligny, Chazelles et Saint-Amour.

en l.m., le ciment calcitique contient un pourcentage important de quartz légèrement roulé ainsi que des éléments nouveaux : de la biotite, de la tourmaline, et du sphène.

Of 7 - Il provient du sommet du Stampien visible. C'est un conglomérat assez bien roulé dont les éléments sont en général de quelques centimètres. Il est très polygénique, et contient d' assez gros grains d'hématite.

B) En rive droite

J'ai découvert les grès molassiques miocènes, non en place, à l'orée du bois, à 400 m en aval du rétrécissement de la vallée du ruisseau de Courmangoux. Le conglomérat stampien affleure à une centaine de mètres à l'Est.

Of 6 - Grès molassique fin, beige clair, micacé, sans vraiment de litage visible.

Le microfaciès est celui des molasses de Clériat ; il faut signaler la présence de grenat et de staurotide.

C) En rive droite ainsi qu'en rive gauche

Le Pliocène recouvre l'Oligo-miocène.

III - Conclusion sur les affleurements de Courmangoux

Nous voyons pour la première fois la base de la série tertiaire. Le contact avec le Jurassique n'est plus tectonique mais bien stratigraphique.

1°) Les dépôts du Jurassique supérieur sont écrêtés par la surface éocène, les sédiments du Crétacé ayant été déblayés durant cette période.

La surface d'érosion est matérialisée par un karst visible très localement et où le lessivage des dépôts éocènes a laissé sur la roche une patine manganésifère.

2°) A l'Eocène supérieur, se dépose sur ce karst une Gompholite, dépôt lacustre, peu profond, établi sous climat chaud (G. Millot, J. Perriaux, 1961).

Ces sédiments sont datés de l'Eocène supérieur par comparaison avec les résultats des sondages de Foissiat de Cormoz ainsi qu'avec les conclusions de A. Lefavrais-Raymond (1962).

3°) Le Stampien débute par un conglomérat dont le ciment rappelle, par la couleur seulement, celui de la Gompholite avant de passer à un faciès caractéristique, mais plus sableux et plus coloré qu'à Coligny.

4°) L'Aquitanien n'affleure pas et aucun indice ne permet de décider de son existence ou de sa non existence en ce lieu.

5°) Le Miocène marin gréso-molassique n'est reconnu que très ponctuellement. Il conserve son caractère original qui permet de le distinguer du Stampien : la présence d'éléments de roches éruptives.

7°) Les affleurements de Pressiat et de Cuisiat

a) Pressiat

Des débris de Gompholite de base remontent au moment des labours dans les champs à l'Ouest de Pressiat. En particulier le long de la route qui va de Pressiat à la ferme de Lyntoye, sur la bordure de "la plantée", les champs y sont sur quelques hectares de couleur rouge brique, caractéristique.

La Gompholite de base est probablement en contact avec le Kimméridgien qui affleure très nettement vers l'Est.

b) Cuisiat

Au Nord du village, toujours en contact avec le Jurassique supérieur (Kimméridgien probable), la brèche rouge affleure sur quelques mètres carrés dans la dépression du lieu-dit "Les Etards" à 100 m à l'Ouest du point coté 298.

Cu 7 - C'est une brèche faiblement polygénique, dont les éléments de Jurassique supérieur sont anguleux, encroûtés. Le ciment est rouge brique; il se différencie par endroits en granules rouilles et en pâte calcitique.

l.m. - Les petits grains du ciment rouge sont pris dans un encroûtement tufacé.

c) Conclusion sur les affleurements de Pressiat et Cuisiat

Il est probable que comme à Courmangoux, le contact n'est pas tectonique entre la Gompholite et le Jurassique.

La brèche elle-même présente un caractère nouveau, la formation dans le ciment de gravelles de matière argile-ferrugineuse.

8°) Les affleurements de Treffort

I - Situation

Deux séries d'affleurements importants sont à signaler.

A - au Nord du village, au moulin Thorel, à la source de la Serre.

B - Au Sud depuis la cote 282 sur la route du Mas Giraud, à la Fontaine des Malades et le long de la D. 52 jusqu'à la limite Sud de la carte où le contact Jurassique - Oligocène est bien visible dans la dépression à l'Est de cette route.

II - Etude des gisements

A) Du Moulin Thorel à la Source de la Serre

Le contact Jurassique supérieur - Tertiaire s'observe bien dans les buissons qui couvrent le bas-côté du chemin qui, venant des sources du Moulin, traverse la ferme d'Est en Ouest.

La coupe en est la suivante :

a) Jurassique supérieur : Kimméridgien subvertical non broyé. Le contact Jurassique - Gompholite se fait par la surface d'érosion éocène.

b) La Gompholite de base est visible sur une épaisseur de 3 m.

Tre 8 - Le faciès est ici gréseux, rouge à ocre. Le dépôt contient des grosses momies de 1 à 3 cm de diamètre développées autour de graviers. Il faut le rapprocher du type "Gompholite pralinée". Les éléments y sont bien polygéniques : silex de la craie, calcaire du Crétacé inférieur et du Jurassique supérieur.

l.m. Tre 8a, b, c, d - Les éléments toujours encroûtés sont parfois pris dans de grosses momies dont on distingue bien la formation par encroûtements successifs.

Le ciment est argilo-gréseux à calcitique. Il se différencie comme à Cuisiat en granules argilo-ferrugineux pris dans une pâte calcitique microcristalline. Les quartz sont anguleux, à extinction irrégulière. Il faut ajouter la présence de quelques grains de quartzite roulés ainqi que de limonite et de glauconie.

La Gompholite affleure aussi de l'autre côté du ruisseau dans la tranchée qui borde la ferme ainsi que dans le chemin qui rejoint le village de Treffort au Nord du Moulin Thorel. Là la Gompholite est soit saine (Tre 11), soit altérée en un sol argilo-sableux rouge brique.

Tre 13 et Tre 14 - Un lavage permet de constater que ce sol vient bien de la désagrégation de la Gompholite.

Le résidu du tamis supérieur est constitué par :

- des quartz bien roulés avec des restes de ciment brique.
- des graviers arrondis de grès ocre, pouvant provenir des grès albiens altérés, soit de dépôts éocènes.
- de grains de limonite
- des débris de silex blanc anguleux
- des fragments calcaires
- des tourmalines roulées.

Sur le tamis 60, les débris de grès rouge (Gompholite de base) forment la fraction la plus importante. La fraction restante comporte : des quartz limpides peu roulés, des concrétions d'hématite, de la glauconie roulée.

L'attaque à l'acide nous donne des quartz limpides, très nombreux, quelques débris siliceux, de la tourmaline, du zircon.

Je n'ai pas repéré dans ces lavages d'éléments exotiques.

c) Stampien. Les affleurements Nord permettent de voir le passage au conglomérat stampien, par l'intermédiaire d'un faciès proche de son équivalent à Courmangoux (Of 2).

Tre 12 - Il faut y signaler comme éléments qui n'avaient pas été remarqués à Courmangoux, la gompholite de base démantelée et des silex du Crétacé supérieur.

Il faut rattacher au faciès de Tre 12, les échantillons Tre 2 et Tre 3 qui proviennent de la source de la Serre au Nord de Treffort.

La coupe du Sud du Moulin Thorel continue avec les premiers conglomérats stampiens caractéristiques ; faciès qui se retrouve à l'état de débris dans le mur de soutien de la route qui mène au Moulin.

Tre 9 - Dans ce conglomérat beige clair, les éléments sont un peu moins gros qu'à Courmangoux (de 3 cm à quelques millimètres de diamètre) peu roulés, de couleurs assez diverses. Ils peuvent être datés de l'Eocène supérieur au Jurassique moyen.

Le ciment calcaréo-quartzeux (50 % de quartz) contient quelques quartzites.

La coupe du Moulin Thorel se termine avec ces niveaux. Le recouvrement se fait à l'Ouest par les marnes et les sables du Pliocène inférieur.

B - Les affleurements du Sud de Treffort

a) Stampien.

Les conglomérats stampiens existent à l'état de débris le long de la D. 52 à environ 1 km au Sud du village.

A la latitude du village de Plantaglay, le Jurassique supérieur, ayant un pendage de 60° ENE, vient chevaucher les conglomérats stampiens subverticaux.

Tre 1a, Tre 1b - Ces conglomérats sont presque semblables à ceux du Moulin Thorel (Tre I), le ciment est plus coloré, bistre, toujours assez quartzeux. Les éléments sont pour la plupart d'assez petite taille.

b) Aquitanien

Au lieu-dit la "Fontaine des Malades", la source qui porte ce nom jaillit au contact des calcaires du Jurassique supérieur verticaux, avec les dépôts de l'Aquitanien lacustre.

Tre 5 - C'est un calcaire blanc, du même type que ceux de Coligny. Il contient pourtant un pourcentage de quartz inhabituel : 10 à 15 %. Les labours remontent des débris de calcaire lacustre dans les champs avoisinants.

c) Miocène

Il n'est connu que par la Molasse qui affleure avec un pendage de 70° ENE à la cote 282 là où le Bief Lunant traverse le chemin qui va de Treffort au Mas Girand.

Le Jurassique supérieur, lui, affleure à quelques dizaines de mètres à l'Est.

Tre 7 - C'est un grès molassique assez fin, beige très clair, légèrement micacé, avec des filonnets calcitiques.

Le microfaciès est proche de celui de la molasse de Clériat. Le quartz est le constituant principal. Il est mal roulé, son extinction est ondulante. Les exotiques sont ceux déjà signalés.

III - Conclusion sur les affleurements de Treffort

a) La Gompholite de base

Elle présente un aspect assez différent de celle de Courmangoux : les éléments sont beaucoup plus petits
le ciment est plus gréseux et moins rouge
les encroûtements sont plus développés, les momies lui donnent l'aspect de Gompholite pralinée.

b) Le Stampien

Comme à Courmangoux, le passage de la Gompholite de base aux conglomérats s'effectue par un niveau dans lequel celle-ci a été remaniée et dont le ciment est coloré en rose.

D'autre part, les dépôts stampiens caractéristiques sont aussi gréseux mais plus colorés.

c) L'Aquitanien

Les calcaires lacustres qui n'affleuraient pas à Courmangoux réapparaissent. Ils sont eux aussi plus gréseux que dans le Nord des régions étudiées.

d) Le Miocène

Il n'affleure que sous le faciès d'un grès clair légèrement molassique.

9°) Les sondages de Bresse

La série tertiaire peut être précisée par l'étude des coupes de sondages effectués par la R.A.P., les M.D.P.A. et la S.N.P.A. dans la partie de la Bresse qui correspond aux latitudes du terrain étudié.

I - Sur la bordure orientale de la Bresse

Le Sondage de Cuiseaux 101 (S.N.P.A., 1965) dont la coupe m'a été gracieusement communiquée par cette Société.

x = 833,215
y = 111,435
z = 240,22

Ce sondage a été implanté dans le Pliocène, à quelques centaines de mètres à l'Ouest des premiers terrains affleurant du Jura : il s'agit d'un synclinal crétacé à coeur albien, orienté NNE - SSW.

1°) De la surface à la profondeur de 250 m, le trépan a traversé des argiles, des marnes à lignite que l'on peut attribuer au Pliocène puis au Sarmato-Pontien.

2°) De 250 à 276 m, le forage est passé à travers 25 m de sable blond, qu'il faut probablement rattacher au Tortonien supérieur.

Ces datations sont personnelles, car l'Ingénieur de la S.N.P.A. groupe ces terrains sous le terme de Néogène.

3°) A la profondeur de - 276, c'est à dire à - 36 m en altitude réelle, il existe,sur quelques mètres, une brèche décrite ainsi : "Brèche de remaniement : éléments de calcaire microcristallin, graveleux beige rosé", et qui correspond probablement au contact tectonique du front de chevauchement du Jura sur la Bresse affectant là les dépôts tertiaires.

La coupe sous cette brèche est la suivante :

4°) - 200 m de calcaire lacustre aquitanien.

5°) - 21 m de conglomérat stampien.

Il est intéressant de constater que si l'épaisseur des calcaires aquitaniens peut correspondre à celle de Coligny, celle du conglomérat est particulièrement faible par rapport à ce que nous connaissons à l'affleurement.

II - En Bresse centrale

Le sondage de Foissiat effectué en 1957 par les M.D. P.A. donne une coupe intéressante et précise des terrains traversés. Les Potasses d'Alsace ont autorisé le B.R.G.M. à me communiquer les résultats.

1°) de 0 à - 119 m : les sédiments du Pliocène.

2°) de - 119 m à - 299, soit 180 m de dépôts pontiens : marnes plastiques grises à rognons calcareux à passage sableux et débris de lignite.

3°) de - 299 à - 344,5 m, les dépôts du Miocène marin (Tortonien) comprenant :

- 25 m de molasse tendre, sableuse, gris clair, ainsi que des sables micacés à fragments de lignite.
- 20 m de bancs de molasse et de bancs de grès très dur.

4°) de - 344 à - 435 m, 91 m de calcaires plus ou moins marneux blancs jaunâtres, à passages de calcaires détritiques ou dolomitiques de l'Aquitanien.

5°) de - 435 à - 503 m, 68 m de marnes calcaires, plus ou moins tendres, grises à jaunâtres, à gypse et à anhydrite du Stampien.

6°) à - 503 m, se situe le toit du sel. de 503 à 1169 m, -666 m de sel et d'anhydrite contenant quelques passages calcaires et marno-calcaires datés par les ingénieurs du M.D.P.A. stampiens ou sannoisiens.

7°) de - 1169 à - 1176 m, 7 m de dolomie marneuses, grise, ayant à sa base la Gompholite rouge, à éléments encroûtés A. Lefavrais-Raymond), semblable à celle que j'ai découverte à Courmangoux et datée de l'Eocène supérieur.

8°) de - 1176 à - 1182 m, le sondage traverse les sédiments de Crétacé supérieur, calcaire marneux gris à glauconie et à silex.

Les sondages effectués par la R.A.P. à BR 101, BR 103 et BR 2, dans la Bresse centrale et occidentale, complètent cette coupe.

En résumé, ces sondages amènent les constatations suivantes :

- Les faciès du Tortonien semblent assez semblables à travers la cuvette bressanne, la présence d'éléments de roches éruptives est assez constante dans ces niveaux.

- l'Aquitanien a lui aussi un caractères particulièrement constant à travers la cuvette bressanne.

- Le Sannoisien-Stampien passe d'un conglomérat d'épaisseur très variable à l'Est, à un faciès lagunaire très épais au centre, allant s'amincissant peu à peu vers l'Ouest

(10 m d'Oligocène au sondage BR 103).

- l'Eocène est connu dans les sondages de Foissiat et de Cormoz où A. Lefavrais-Raymond cite en ces deux points la Gompholite de base.

10°) Conclusion générale sur les dépôts tertiaires anté-pliocènes du Sud du bassin bressan, entre Saint-Amour et Treffort

a) Eocène inférieur et moyen

Durant cette période, il se forme une surface d'érosion qui atteindra des niveaux très différents tout autour du pourtour bressan.

A Lons-le-Saunier, les dépôts primaires les plus anciens atteints par l'érosion, sont stéphaniens. A 30 km au Sud à Cuiseaux, l'érosion se révèle bien moins intense et l'ablation des terrains du Jura n'affecte que le Crétacé et les conglomérats du Stampien reposent semble-t-il sur le Portlandien ou le Crétacé inférieur (S.N.P.A., 1965).

Sur la bordure du Jura, dans la zone qui nous intéresse, nous avons montré que lorsque nous avons trouvé la surface éocène elle atteignait le Jurassique supérieur (Séquanien supérieur à Kimméridgien et au Portlandien).

Au centre de la Bresse, le Crétacé supérieur est à peine entamé alors que sur la bordure occidentale (BR 2) l'exposition aérienne probablement plus longue (Oligocène réduit) permet la mise à découvert du Jurassique moyen.

Il faut remarquer qu'au Nord, A. Lefavrais-Raymont note une sédimentation assez importante.

b) Eocène supérieur

A. Lefavrais-Raymond signale dans les sondages de Foissiat et de Cormoz, l'existence d'une Gompholite rouge à éléments calcaires encroûtés au contact avec la surface éocène. Elle date ces dépôts par rapport à ceux qui sont connus dès cette période dans le Dauphiné.

J'ai retrouvé cette Gompholite, ainsi que nous l'avons vu dans ce chapitre, à Courmangoux et à Treffort principalement.

Un argument tectonique vient recouper cette datation: le même sédiment est placé sous des dépôts très différents.

Sur la bordure orientale de la Bresse, la Gompholite est placée sous le conglomérat stampien et affleure en surface.

En Bresse centrale, elle est enfouie sous la série sannoisso-stampienne lagunaire à 1176 m de profondeur.

Il en résulte que la Gompholite a dû se déposer avant la formation du grand effondrement bressan, alors qu'il n'existait probablement qu'une ride dans les sédiments secondaires émergés.

En résumé, ce dépôt est peu épais (2 à 3 m). Il est formé probablement à faible profondeur sous un climat chaud. Il est caractérisé par sa couleur brique et par les encroûtements qui se développent autour des éléments jusqu'au type Gompholite pralinée à Treffort.

Il est nettement différent des conglomérats qui le surmontent dans lesquels on le retrouve à l'état d'éléments témoignant d'un arrêt de sédimentation suivi d'une corrosion.

c) Le Stampien

Durant cet âge, il se dépose sur la bordure orientale de la Bresse des épais conglomérats.

Les éléments sont peu roulés, peu ou pas altérés. Ils sont tous d'origine jurassienne, allant du Crétacé supérieur (Turonien) au Jurassique moyen (Bathonien), ce qui montre que la couverture crétacée existait de façon assez continue et témoigne d'une activité tectonique intense ayant pour conséquence une surrection rapide, d'où un fort démantellement.

Les galets sont très souvent encroûtés.

Le ciment calcaréo-quartzeux devient de plus en plus gréseux au fur et à mesure que l'on se rapproche du Sud du terrain. Les quartz sont probablement albiens.

Dans ce ciment, il faut citer aussi la glauconie roulée, d'origine probablement albienne, ainsi que la présence de Microcodium (P. Allard, 1959).

A. Lefavrais-Raymond estime à 150 m l'épaisseur des conglomérats stampiens dans la région de Coligny.

Les dépôts aquitaniens s'annoncent à Chazelles par des passages marneux ou marno-calcaires contenant de nombreuses concrétions dues à des vers tubicoles et interstratifiés dans les conglomérats du sommet du Stampien.

d) L'Aquitanien

Les sédiments de cet âge ont,ainsi que le remarque A. Lefavrais-Raymond, une grande continuité de faciès.

Ce sont des calcaires lacustres, blancs, à silex rubannés brunâtres. Ils contiennent : des Characées, des Ostracodes, une faune de Gastropodes à caractère saumâtre (P. Jodot, 1954) des Foraminifères (Discorbis) (H. Vincienne, 1938) que j'ai retrouvés dans plusieurs lames minces, ainsi que de l'épidote dont l'origine n'est pas élucidée ; il est généralement admis qu'elle provient des Alpes.

Pour H. Vincienne et A. Lefavrais-Raymond, ces caractères sont ceux de faciès saumâtres dûs à des arrivées marines dans la dépression bressanne.

Sur la bordure orientale de la Bresse, ils peuvent manquer, à Ruilla, nous avons constaté leur absence ; il y a probablement là une lacune de sédimentation qui s'est accompagnée d'une émersion permettant l'altération et le démantellement du Stampien, alors qu'ils sont fort épais à Coligny.

A. Lefavrais-Raymond signale une émersion à la fin de l'Aquitanien prouvée par la présence d'argile sidérolithique recouvrant ces dépôts et les séparant des sédiments du Miocène marin au sondage de Ratte.

e) Le Miocène marin

La transgression miocène s'effectue en Bresse au Tortonien (S. Duplaix, S. Guillaume, 1963).

Elle est caractérisée par l'existence d'un poudingue de base dont les gros éléments sont calcaires, bien roulés, généralement aplatis et altérés pour la plupart et le ciment calcitique.

Ce ciment contient des petits graviers qui n'existaient pas dans les dépôts précédents.

Il s'agit de micrograviers exotiques formés principalement par des quartzites, des lydiennes, des roches microgrenues, de vieux porphyres ainsi que des plagioclases séricitisés ou myrmékitisés, des ferromagnésiens altérés et d'une association de minéraux lourds nouveaux.

Nous avons déjà signalé que les trois provinces d'origine pouvaient en être les Vosges, le Morvan ou les Alpes.

Ils apparaissent avec les dépôts miocènes ; ils permettent de distinguer facilement les dépôts oligocènes des dépôts miocènes du domaine bressan. S. Duplaix et S. Guillaume (1963) signalaient dans le Jura, dans le domaine suisse de la mer miocène, la présence de graviers de micaschistes dans les sédiments miocènes.

Ce critère semble marquer la limite de la transgression miocène dans la mesure où elle s'est effectuée en dehors de golfes peu ouverts sur le large et isolés des courants extérieurs.

La R.A.P. signale dans les sondages profonds de la Bresse, des niveaux à débris de roches éruptives (G.Tchimichkian, 1958), mais les ingénieurs de la R.A.P. les datent ainsi que nous l'avons vu, soit Oligocène supérieur (BR 2), soit Miocène (BR 103).

De toute manière, il faudrait définir les provinces d'origine de ces éléments et pouvoir dater précisément cette transgression à travers le bassin bressan.

Les gros galets du poudingue de base sont d'origine locale et de datation très variée. Il faut y souligner la présence d'éléments stampiens, roulés et altérés.

A ces niveaux transgressifs, succède une sédimentation plus fine : molassique dans le Nord de la région qui nous intéresse, plus nettement gréseuse vers le Sud de ce secteur.

Ces sédiments sont aussi caractérisés par la présence d'éléments alpins (microgravier, minéraux).

Une microfaune marine les accompagne (A. Lefavrais-Raymon) nous y avons retrouvé dans la molasse de Ruilla, de nombreuses Globigérines non remaniées et bien développées.

Ces dépôts marins semblent atteindre une épaisseur maximum à Clériat où celle-ci semble bien dépasser les 100 m, alors qu'à Foissiat 1, elle n'excède pas 45 m ainsi qu'au BR 101.

Les sédiments marins de Bresse sont peu épais, ils ont à leur base un poudingue d'importance réduite. Ces caractères sont opposés à ceux de la sédimentation oligocène, ce qui est dû

probablement à deux faits :

- le calme tectonique du Miocène inférieur et moyen
- le temps relativement faible de l'occupation marine.

La mer se retire de la cuvette bressanne à la fin du Tortonien.

f) Le Sarmato-Pontien

Je n'ai pas trouvé d'affleurement pouvant être daté de cet âge, pourtant il a été signalé en deux points :

+ A Coligny, A. Lefavrais-Raymond observe, lors du curage du ruisseau du Bief de la Doye, des marnes blanches à lignite, qu'elle date de cet âge.

+ A Treffort, M. Tardy (1882) observe, au Sud de ce village au Moulin Groboz, des marnes à lignite tectonisées qui peuvent s'y rapporter.

D'autre part, le sondage de Foissiat 1, nous donne une bonne coupe des sédiments attribués au Sarmato-Pontien :

- de - 119,20 m à - 212,30 m, marnes argileuses, tendres, plastiques, grises à rognons calcareux avec de nombreuses surfaces de glissement.

- de - 212,30 m à - 299,40 m, argiles tendres, plastiques, marneuses, sableuses, grises, avec des passages de marnes argileuses et sableuses, ainsi que de nombreux débris de lignite. Marnes, parfois calcaires, ainsi que de très nombreuses surfaces de glissement.

En conclusion, le sondage de Foissiat nous donne une bonne échelle des différents dépôts bressans anté-pliocènes de cette région.

Soit :

- 180 m de Sarmato-Pontien
- 45 m de Tortonien
- 91 m d'Aquitanien
- 734 m de Sannoiso-Stampien
- 7 m d'Eocène.

o

o o

C - LES SEDIMENTS PLIOCENES BRESSANS

Les forages effectués en Bresse Centrale ont montré que dans cette région, les terrains du Pliocène sont les premiers à n'avoir subi aucune déformation tectonique. Il en est de même des formations de bordure que j'ai groupées sous le terme de Pliocène indifférencié.

Dans ce chapitre, j'ai d'abord groupé, dans un tableau, les formations pliocènes décrites et datées par les différents auteurs. Ensuite, je ferai une description par affleurements des sédiments pliocènes que j'ai pu observer entre Saint-Amour et Treffort.

INTERPRETATIONS DES DEPOTS PLIOCENES BRESSANS

Date		F. Delafond et C. Deperet, 1893		M. Dreyfuss et L. Glangeaud, 1950
		Bresse	Bordure orientale de la Bresse (Saint-Amour)	Forêt de la Chaux
Pliocène supérieur		Sable de Chagny	Sables de Chagny Niveau à gros galets siliceux du Sud de Verjon	Galets alpins et vosgiens rhéno-dubisiens
Pliocène moyen		Sable de Trévoux		
Pliocène inférieur	sup.	Marnes d' Auvillars		Sables de Neuvy - Parcey
	moy.	Sables et marnes de Condal	Sables et marnes de Condal	
	inf.	Marnes de Mollon		Galets vosgiens de base

SELON LES DIFFERENTS AUTEURS

A. Lefavrais-Raymond Bresse centrale 1958	G. Montjuvent 1962	B.R.G.M. (1967)
Région de Saint-Amour	Bresse méridionale	Carte géologique au 1/50.000 de Lons le Saunier
	Cailloutis et sables ferrugineux des Dombes	
	Sables de Trévoux	
Niveau à galets siliceux (quartzites) du Sud de Coligny. Sables et Marnes de Condal	Sables et marnes du Pliocène inférieur	5) Sables roux supérieurs avec quelques galets siliceux (épais. 5 à 10 m) P l e 4) Argiles bleues altérées en ocre à concrétions et lignite (ép. ? à 8m) P1d 3) Sables roux et gris inférieurs (ép. 10 à 20 m) P1c 2) Argiles bleu-vert à noires à lignite (ép. 15m) P1b 1) Sables gris-foncé à petits galets siliceux de base . P1a

Le tableau précédent amène quelques remarques complémentaires :

a) F. Delafond et C. Deperet (1893) ont observé près de Saint-Amour :

- des marnes bleues et vertes au Vernay
- des sables fins micacés aux Granges-Vitte
- une terre réfractaire blanche surmontée de marnes à lignite bleu-verdâtre au Domaine Noir, qu'ils datent du Pliocène inférieur.

D'autre part, ils reconnaissent au Sud de Verjon du Pliocène supérieur, échelonné en terrasse de 275 m à 225 m d'altitude.

b) A. Lefavrais-Raymond (1958) assimile les niveaux à gros galets de quartzite du Sud de Coligny non pas aux sables de Chagny comme les auteurs précédents, mais comme un faciès latéral des sables de Condal.

c) G. Montjuvent (1962), lui, observe en Bresse méridionale et existant jusqu'à Treffort, des niveaux à quartzite qu'il date du Pliocène supérieur et équivalent aux sables de Chagny.

Dans la région de Lons-le-Saunier, les auteurs de la carte géologique au 1/50.000 écrivent qu'aucun argument paléontologique ne permet de dater précisément les dépôts pliocènes.

La découverte récente de défenses de Proboscidiens à Vincent (Jura) a permis à E. David et moi-même de faire quelques observations sur les niveaux de cette découverte.

I - La carrière de Vincent

Elle est creusée dans les alluvions de la Seille et atteint les niveaux du Pliocène. Elle est située à quelques centaines de mètres de la carrière de Desnes, où il avait été trouvé des restes de *Mastodon arvernensis* et *Rhinoceros leptorhinus* (L. Glangeaud, 1949).

La coupe de la carrière de Vincent est la suivante, de bas en haut :

- Cailloutis alpins d'assez petites tailles (2 à 3 cm, encroûtés, pris dans une matrice argilo-sableuse ocre, passant à des sables à 20 cm du sommet.

- Zone lenticulaire de 10 à 50 cm d'épaisseur contenant un niveau de bois et d'os et de concrétions ferrugineuses à sa base. C'est de là et du sommet des cailloutis que proviennent les défenses.

En point, on observe nettement que ces marnes ont été érodées à leur sommet et qu'un paléosol y s'est établi donnant une rubéfaction irrégulière.

- Le dernier niveau est constitué par de gros galets calcaires plus ou moins aplatis, sans sédiment séparant ceux-ci. Ce dépôt a environ 2 m d'épaisseur et est caractéristique des alluvions récentes de la Seille.

L'altitude de la surface est de 209 m. Le niveau à petits galets alpins nous a fourni une abondante faune de Gastropodes qui a été déterminée par E. David, d'après F. Delafond et C. Depperet (1893).

Il s'agit de :
- *Melanopsis flamulata rhodanica*
- *Melanopsis ogeriani*
- *Melanopsis brongnarti*
- *Melanopsis lanceolata*
- *Vivipara burgundina*
- *Bithynia sp.*

Il est très important de constater que cette association est caractéristique des niveaux des sables de Condal, donc du Pliocène inférieur de F. Delafond et C. Deperet.

La carrière de Desnes montre :

- un niveau de base de cailloutis alpins de petites tailles, pris dans un sable gris, avec des passages latéraux à sables argileux ocres. C'est de là que viennent *Mastodon arvernensis* et *Rhinoceros leptorhinus* cités par L. Glangeaud (1949).

- Les alluvions récentes de la Seille de galets calcaires d'une épaisseur de 2 m à 3 m.

- Le sol limoneux de surface, de 20 à 30 cm.

L'altitude de la carrière est de 207 m, les dépôts de base sont datés sur la carte de Lons-le-Saunier comme les premiers niveaux des Sables de Condal.

Comparaison entre le Pliocène de Vincent et de Desne

- Les niveaux à Cailloutis alpins sont les mêmes. A Desnes, la Seille avait dû entamer ces sédiments plus profondément qu'à Vincent avant de recouvrir le tout par une nappe alluviale de galets d'assez grosses tailles.

- Les Gastropodes découverts à Vincent nous datent les cailloutis de base comme d'âge pliocène.

- F. Delafond et C. Deperet (1893) comparent les faunes des sables de Condal avec d'autres faunes de paludines en particulier de Slavonie. C'est ainsi qu'ils fixent au milieu du Pliocène inférieur l'âge de ces sables bressans.

II - Le sondage de Foissiat ne nous apporte que peu de renseignements, mais deux constatations s'imposent :

- Les dépôts du Pliocène ont près de 120 m d'épaisseur, à 10 km de la bordure orientale de la Bresse, à la latitude de Coligny.

- Le niveau des cailloutis de base n'y a pas été observé.

J'ai essayé de rapprocher les différents faciès du Pliocène que j'ai pu observer sur le terrain entre Saint-Amour et Treffort, des descriptions précédentes. Par malheur, je n'ai jamais pu étudier ces niveaux autrement que de façon très ponctuelle.

III - Saint-Amour

1°) La construction d'une maison m'a permis d'observer lors des travaux de fondation, à l'Est de la piscine, la coupe suivante, de bas en haut :

a) 65 cm de sables roux, contenant des lits lignitifères, peu épais, de 2 à 8 cm.

b) 10 cm (Ech. St3.1) de marnes sableuses jaunâtres, assez compactes sèches, poisseuses humides.

c) 40 cm (Ech. St3.2) de sables jaunes à ocres, dont le lavage a permis d'y voir :
- une phase quartzeuse importante
- des débris de grès ferrugineux assez nombreux
- de petits galets calcaires
- des fragments de coquilles
- des graviers micaschisteux ou quartzitiques.

d) 35 cm (Ech. St3.3) de marnes légèrement sableuses ; grises, à coquilles blanches, de petits Gastropodes lacustres que je n'ai malheureusement pu séparer des marnes à cause de leur grande fragilité.

Le lavage nous a donné :
- des concrétions calcaires et de marcassite
- des galets de limonite
- des fragments de lignite
- les débris des coquilles blanches cités, précédemment.
- quelques quartz
- des silex angulaires
- des graviers quartzitiques et micaschisteux
- des feldspaths, de l'épidote et de la tourmaline
- de petits tubes calcaires dûs à des vers
- des graviers de gompholite de base du Tertiaire ainsi que des calcaires de diverses origines.

e) 40 cm (St3.4) de marnes grises à lignite.

Après lavage, le résidu, restant sur le tamis supérieur, est constitué presque uniquement de débris végétaux lignitifiés, mélangés à une fraction faible de débris de coquilles blanches.

Sur les autres tamis le résidu est semblable à celui de l'échantillon St3.3.

f) 50 cm de marnes jaunes à grises à lignite. C'est le sommet des formations lacustres.

Elles sont surmontées de deux mètres d'argile rouge à chailles, formation colluviale sur laquelle s'est établi le sol actuel, dont l'altitude est de 230 m.

2°) A l'Ouest de la gare de Saint-Amour, la tranchée du chemin de fer entaille la colline.

Des travaux récents, destinés à ajouter une voie, ont entrainé le rafraichissement des affleurements et j'ai pu observer de bas en haut, sur 1,5 m :

a) des argiles beiges à gris-bleu, micacées, très plastiques.

b) des argiles sableuses beiges, poisseuses humides, compactes sèches.

c) des sables argileux blancs à jaunes, micacés.

Au sommet de la colline, j'ai trouvé :
- des cailloutis siliceux dans une matrice argileuse contenant des silex crétacés roulés.

- des sables jaunes micacés bien réguliers.

La base de cette coupe est à la cote 220 m ; les sables supérieurs du sommet de la colline sont à 230 m.

3°) A 200 m au Nord de la Gare, lors de la réfection du système de drainage de la voie, le creusement d'une tranchée a permis de constater qu'il y avait là des marnes à lignite, sableuses, très poisseuses, proches de l'échantillon St3.3 trouvé près de la piscine.

IV - Au lieu dit Le Vernay - altitude 260.

Le creusement d'un puits avait permis à F. Delafond et C. Deperet d'observer, de haut en bas :

3) 3 m de limon
2) 7 m de marnes blanches, bleues, vertes à noires, avec coquilles et lignite.
1) 4 m d'argile plastique blanche.

La faune, qu'ils y ont déterminée, appartenait au sommet des sables de Condal.

V - A Coligny

J'ai observé, le long de la route de la gare, à l'altitude 235, dans des sables jaunes, un horizon aliotique, constitué par une croûte peu épaisse (2 cm) dans laquelle les quartz anguleux et les granules limonitiques sont cimentés par une pâte ferrugineuse dure, noire, brillante, parfois altérée en rouille.

VI - A Clériat

Les dépôts oligomiocènes disparaissent à l'Ouest sous les formations horizontales du Pliocène. Lors de travaux d'aménagements de la ferme qui est située à l'altitude 240 m, à mi-distance entre celle de Trevet et celle de Clériat, j'ai observé de bas en haut :

1) 0,20 m (Cle 9) d'argile feuilletée, ocre à vert clair, tachée de noir, plastique.

2) 0,60 m (Cle 10) d'argile jaune à débris de lignite

3) 1,80 m de limons sableux, ocre, poreux, assez légers.

Ces formations sont recouvertes d'une nappe colluviale d'argiles rouges à passages caillouteux.

VII - La commune de Verjon possède sur son territoire une série d'affleurements intéressants :

a) Au Château de la Verjonnière, à la cote 235, la superposition est la suivante, de bas en haut, sur une épaisseur de 2 m.

1) Marnes blanches
2) Niveau peu épais lie de vin
3) Marnes blanches
4) Sables roux du sommet.

b) Le cimetière est établi à la cote 240, sur des argiles jaune-blanc à bleues.

c) Au Sud du village, à la cote 250, des sables roux ont été exploités, ces sables recouvrent les calcaires du Jurassique supérieur.

d) A la limite Nord-Ouest de la commune, sur le Molard, à la cote 260, les calcaires du Jurassique disparaissent sous une couverture argilolimoneuse, jaune à rougeâtre, contenant des galets de quartzites altérés et recouverts d'une patine noire. Ces éléments quartzitiques sont d'assez grande taille (jusqu'à 20 cm dans leur plus grande dimension). Ech. Ve 7 et Ve 8.

Ces formations à gros galets correspondent à la description du Pliocène terminal des Dombes de Montjuvent.

VII - Les sables roux affleurent aussi à Pressiat à la cote 310 et à Treffort à la cote 280.

Conclusion sur le Pliocène bressan

Il s'avère donc qu'entre Saint-Amour et Treffort, il nous est possible de séparer le Pliocène en :

1°) Pliocène inférieur, de faciès marnes et sables de Condal.

Les cailloutis de base tels qu'ils affleurent à Desnes n'existent probablement pas.

Les niveaux de Saint-Amour correspondent aux dépôts 2 (P1B) et 3 (P1c) de la légende de la carte de Lons-le-Saunier au 1/50.000.

Les affleurements du Vernay et de Clériat peuvent être comparés avec les avant derniers niveaux (Pld) de Lons-le-Saunier. Les sédiments du Vernay ayant été bien placés dans la stratigraphie du Pliocène bressan par F. Delafond et C. Deperet (1893).

Les sables roux supérieurs (faciès terminal des sables de Condal) seraient ceux qui affleurent à Verjon à la cote 250.

2°) Le Pliocène terminal

Les argiles rubéfiées, à gros galets de quartzite, peuvent être difficilement comparées avec les cailloutis des sables de Condal.

En effet, si nous comparons les sables gris foncé à petits galets siliceux avec les argiles rubéfiées à gros galets de quartzite, nous constatons qu'ils diffèrent à la fois par la nature de leurs éléments et de leur ciment et par leur position dans la série sédimentaire.

D'autre part, les argiles à quartzites de Verjon ressemblent point par point aux cailloutis ferrugineux des Dombes tel que les décrit G. Montjuvent (1963), donc nous aurions là un dépôt du Pliocène terminal et non du Pliocène inférieur, soit l'équivalent des sables de Chagny, qu'il faudrait comparer avec les cailloutis supérieurs de la forêt de Chaux.

Faut-il rattacher les sables qui affleurent de Pressiat à Treffort, à ces dépôts du Pliocène terminal ainsi que le faisaient F. Delafond et C. Deperet ? S'agit-il des sables de Trévoux, ou des sables de Condal ainsi que l'affirme A. Lefavrais-Raymond ? Aucun argument ne nous permet d'en décider. Leur altitude pourtant est bien différente de celle des sables roux observés à Verjon et à Saint-Amour.

Nous voyons qu'affleurement après affleurement, nous avons pu distinguer différents niveaux pliocènes. Au point de vue cartographique, la rareté de ces affleurements et la nécessité qui se serait imposée d'étendre encore le travail de terrain si j'avais du subdiviser le Pliocène, m'a amené ainsi que je l'ai fait remarquer au début de ce chapitre, à cartographier ces dépôts bressans en Pliocène indifférencié.

o

o o

D - LES REMPLISSAGES DES KARSTS JURASSIENS

1°) Le Miocène continental

A. Lefavrais-Raymond (1962) signale des dépôts miocènes continentaux.

Elle a observé dans les coupes des sondages profonds de la région de Lons-le-Saunier :
- la surface d'érosion miocène sur laquelle s'est effectué le chevauchement lédonien.
- entre cette surface d'érosion et le chevauchement, des argiles vertes pyriteuses, continentales n'existent que localement.

Dans la région qui nous intéresse, j'ai découvert un certain nombre de dépôts pouvant être datés par leur position et leur tectonisation comme antépliocènes.

Ce sont des remplissages, de poches d'un karst déformé et écrasé lors des derniers mouvements jurassiens. Il est possible de le diviser en deux groupes:

- des argiles de décalcification fortement lessivées.
- des formations manganésifères et des dépôts qui leur sont associés.

A - Les argiles de décalcification

Elles sont visibles dans la carrière qui se trouve à la sortie Nord de Coligny, à l'Est de la route nationale.

La roche encaissante est un calcaire oolitique du Bajocien supérieur en série inverse 75° E.

Un miroir de faille subvertical N-S s'y observe ; il présente une forte striation verticale. Ce miroir lui-même a été déformé : divers blocs ont été déplacés horizontalement vers l'Ouest, ils sont marqués sur leurs faces verticales E-W de stries de friction, de pendage 30° W.

Dans ces calcaires se sont établies des poches de dissolution, remplies d'argiles de décalcification.

Celles-ci sont claires, jaunes à roses ; elles ont été schistifiées, et portent la marque de stries impressionnées lorsque les poches où elles s'étaient déposées ont été refermées et déformées par les derniers mouvements tectoniques.

Col 6 - Col 7 - Ce sont des argiles de décalcification ayant probablement été fortement lessivées, blanches, jaunâtres, à roses. Elles sont consolidées, marquées de striations et de schistosités locales.

Des dendrites de manganèse les ponctuent et des filonnets calcitiques les parcourent par endroits.

Elles sont, comme nous l'avons vu, antétectoniques.

B - Les formations manganésifères

Les lignes qui vont suivre reprennent en les détaillant pour certains points, les termes d'une note publiée au Bulletin de la S.H.N.D. (J. Bulle, D. Duplessis-Kergomard, M. Rollet, 1967).

En effet, j'ai découvert, dans des cavités karstiques de petites dimensions (0,5 à 1 m), des dépôts manganésifères. Leur étude detaillée a mis en évidence un certain nombre de faits généraux permettant de les relier entre eux. Par ailleurs, les seules poches du même type avaient été signalées en Franche-Comté à proximité de Frasne-le-Chateau en Haute-Saône par M.E. Thirria (1833) puis étudiées en détail par E. Fournier (1915).

Les gisements riches en manganèse ont été trouvés en particulier à :

+ Saint-Amour.

- Sur le lotissement du Mont Orient, une poche mise à jour lors de terrassements et actuellement rebouchée (Saint-Amour 4, au 1/20.000, x = 830,96 ; y = 163,52 ; z = 250)

- Le long de la route qui va de la Nationale 83 au Champ de Foire (Saint-Amour 4, x = 831,04 ; y = 163,80 ; z = 245).

+ La Ville-sous-Charmoux.

A l'Ouest-Nord-Ouest, le long du chemin qui va du hameau au bief de la Doye, à 100 m avant d'arriver au croisement de la Rongière. Les coordonnées en sont : x = 830,24 ; y = 159,44 ; z = 250 sur la feuille Saint-Amour 4.

+ A Cuisiat dans l'Ain.

Carrière située à 600 m au Nord de la sortie de ce village à l'Est de la D. 52 (Saint-Amour 8, x = 834,70 ; y = 149,92 ; z = 310).

Du point de vue géologique, ces trois gisements sont dans le Jurassique supérieur (Séquanien à Kimméridgien) -ce sont soit des poches karstiques bien individualisées soit des imprégnations dans les diaclases de brèches-. Par ailleurs, ils sont

à proximité de la dépression bressanne ; et surtout ces poches sont toujours assez proches des affleurements de Tertiaire (Oligo-Miocène) tectonisé, elles jalonnent donc le front du chevauchement bressan.

Un karst recoupe la série jurassique. Il contient les dépôts qui nous intéressent.

Tous ces dépôts ont été tectonisés ultérieurement ainsi que leurs roches encaissantes. Les croûtes sont brisées et présentent des stries de friction fortement marquées à Cuisiat. Il existe une schistosité oblique par rapport à la stratification dans certaines croûtes de Saint-Amour (Ech. Mo 2).

Etude des gisements

Cuisiat

Je me contenterai de résumer les caractéristiques de ce gisement bien développées dans la note citée précédemment.

1er type de poche

a) Le Rauracien encaissant (Cu 4). C'est un calcaire très tectonisé blanc, donnant à l'altération une semoule blanche. Les pendages sont inverses de 70° E.

b) Les épontes (Cu 5).
Le calcaire précédent possède une croûte tenace, épaisse de 5 mm, imprégnée de minerai de manganèse et présentant des stries de friction importantes.

Dans cette poche, on remarque au centre une formation très riche en manganèse. Elle est isolée de ces épontes par de l'argile.

c) Les dépôts manganésifères.
Cu 11 et Cu 12 - C'est un Wad de couleur noir, tendre, léger tachant les doigts ; la poussière est noir-brunâtre ; ces dépôts zonés ont une épaisseur de 50 cm. En bordure, on distingue des traces de friction d'origine tectonique

Cu 12 - Surface polie
Wad, psilomélane concrétionné.

d) Cu 8 - Les argiles encaissantes sont bicolores, ocre et brun, feuilletées, à toucher savonneux. Le résidu après lavage est peu important. On y trouve de petites concrétions calcitiques, et surtout des micronodules et des particules manganésifères.

e) Le toit de la poche est formé par des argiles de décalcification.

2e type de poche

a) Le Rauracien encaissant semblable à celui décrit dans la poche précédente.

b) Cu 7 - Une dizaine de centimètres de calcaire gréseux micacé, jaune, en fines plaquettes, forme le mur de la veine manganésifère.

c) La croûte manganésifère : elle est épaisse de 5 à 10 cm, brun à noir et feuilletée. On distingue à l'intérieur des débris de calcite anguleuse, non classée.

en lame mince :
Cu 1 et Cu 2 - Le ciment manganésifère englobe les éléments d'une microbrèche : calcite, quartz, muscovite, biotite.

Il est intéressant de remarquer que les éléments calcitiques se présentent comme des débris d'une ancienne croûte primitivement moulée sur un concrétionnement ou sur des micronodules manganésifères.

Cu 3 - surface polie - Minéraux essentiels : Wad, Psilomélane et un peu d'arcerdèse et de pyrolusite. Les relations entre ces minéraux étant difficiles à mettre en évidence du fait de leur mauvaise tenue au polissage.

Les gisements de Saint-Amour et de la Ville-sous-Charmoux seront étudiés plus en détail que celui de Cuisiat.

Saint-Amour

Le Jurassique supérieur (Kimméridgien - Portlandien) est creusé de poches karstiques remplies par des dépôts manganésifères tectonisés dont la description est la suivante :

+ Le long de la route qui va du champ de foire à la route nationale 83.

a) La roche encaissante
St A1 - C'est une brèche tectonique dont les éléments sont d'âge kimméridgien supérieur, dont le calcaire est à pâte fine, légèrement détritique à Vaginelles.

Un liseré jaune les sépare parfois du ciment calcitique transparent.

b) La poche
Celle-ci est verticale, écrasée de 1 m de largeur, remplie de blocs calcaires.

St A2 - St A3 - Ces calcaires sont crèmes, largement cristallisés, tachés de sidérose qui comble de petites fissures, ainsi que de manganèse dendritique ponctuant la roche.

Celle-ci est cariée et supporte un encroûtement jaunâtre solidaire du support.

L'observation en lames minces donne :

en lumière transmise, la calcite est cristallisée en grandes plages imbriquées.

Une coloration à l'alizarine montre qu'un fin réseau dolomitique parcourt ces grandes plages calcitiques.

en lumière réfléchie, des fantômes de gravelles ou de momies apparaissent complètement digérés par la recristallisation et invisibles en lumière transmise.

St A4 - Ce calcaire est beige, cristallin, très imprégné de manganèse, ayant subi une tectonisation postérieure à la recristallisation de la roche.

En lame mince, le microfaciès est le même que pour les deux lames précédentes, la lumière réfléchie permet là aussi de deviner des formes d'origine : gravelles ou momies.

+ Au lotissement du Mont-Orient

a) La roche encaissante
C'est un calcaire fin, blanc, séquanien supérieur ou kimméridgien, à cassure conchoïdale. Il est tectonisé, les diaclases sont marquées par des traces manganeuses noires qui envoient des dendrites à l'intérieur de la roche qui a subi une reprise tectonique.

Une nouvelle fracturation est alors marquée par des filonnets calcitiques recoupant les dendrites de manganèse.

b) La poche
Les éléments n'ont pu y être observés à leur place originelle, ayant été déplacés par un bulldozer.

J'y ai répertorié :

- des calcaires recristallisés

Mo 5 - C'est un calcaire blanc, parfois rose, largement cristallisé, avec de nombreuses dendrites. Je l'ai rapproché de St A2 et St A3.

Mo 6 - Le calcaire est rose, massif ; la cassure présente de nombreuses facettes cristallines, les dendrites de manganèse y ont un grand développement.

l.m. - Les grandes plages calcitiques ont subi une première corrosion qui a amené un fin réseau dolomitique. Les dépôts opaques de manganèse marquent ou corrodent le pourtour des rhomboèdres calcitiques.

- Une croûte calcitique tertiaire

Mo 2 - Cette croûte est finement zonée, chargée de manganèse qui lui donne une couleur ocre. Après attaque à l'acide, il apparait à la surface de la roche une schistosité oblique par rapport au plan de sédimentation et mettant un relief une série de microplis, qui attestent d'une tectonisation.

l.m. - La cristallisation de la calcite est fine. On y constate une alternance de lits sombres et de lits clairs. La schistosité oblique au dépôt parait avoir concentré les produits sombres manganeux, la phase finale de cette compression se traduit par une diaclase ouverte dans le plan de la schistosité et emplie de calcite.

Mo 3 - C'est un grès calcaire jaune à brun, à stratifications entrecroisées, ponctuées des amas manganésifères.

l.m. - Alternance de grès à ciment calcaire et de pélite très fine à ciment calcaréo-argileux.

Les minéraux rencontrés sont : le quartz qui se présente sous forme de grains émoussés à très arrondis ; la biotite et la muscovite sont relativement abondantes ; tourmaline ; glauconie ; épidote et sphène roulés ; grains de limonite ; grains lithiques, quartzite et micaschistes.

Les dépôts manganésifères :

Mo 4 - Roche largement cristallisée dans les teintes brun-rouge.

En surface polie et lame mince, l'essentiel de la roche est constitué par des grands cristaux de dialogite dont les clivages sont soulignés par des produits d'altération.

A la Ville-sous-Charmoux

Nous observons :

1°) Ch 1 - un calcaire à momies blanches du Séquanien. L'altération lui donne une couleur bistre. Les nombreuses fissures ont permis la cristallisation d'une fine croûte noire, brillante, manganésifère, à partir de cette patine des dendrites se sont développées à l'intérieur de la roche, le pourtour du nucléus des momies se chargeant de manganèse de façon préférentielle jusqu'à être marqué d'un liseré noir.

2°) Ch 2 - Un calcaire à pâte fine du Séquanien supérieur ou du Kimméridgien altéré, de couleur rose avec des passages beiges correspondant à une microfissuration, et ponctués de dendrites assez rares. Ce calcaire a été bréchifié puis cimenté par de la calcite.

Conclusion sur la minéralisation

Il s'agit d'un ancien karst qui a subi des apports manganésifères que l'on retrouve principalement sous la forme de Wads en encroûtements ou de dialogite quipeut en dériver.

I - Conditions de dépôt

On observe :

a) des croûtes primaires sans élément étranger au manganèse sous la forme de Wads. Ceux-ci peuvent être primaires ou provenir du lessivage d'une zone proche.

Si l'on peut hasarder une hypothèse sur la formation de ces dépôts, on peut admettre que le manganèse a deux origines, Il proviendrait :

1- de la dissolution, dès l'Eocène, des sédiments surmontant le Karst (Crétacé) qui auraient donné une argile de décalcification d'où le manganèse aurait subi une seconde concentration par un lessivage intense des argiles, suivi d'une précipitation dans les horizons spécifiques de ce sol (A. Bonte, 1966).

2- des Vosges après altération sous climat relativement chaud à saisons alternatives sèches et humides. Il peut y avoir des concentrations résiduelles du manganèse qui peut avoir été transporté par l'eau sous forme colloïdale. Le Ph doit alors être légèrement acide (6,5 à 7)(P. Routhier, 1963). Après dépôts dans le karst, il est possible et même probable, qu'il y ait eu remaniement des dépôts manganésifères.

b) des croûtes secondaires et détritiques provenant du remaniement de dépôts manganésifères.

Les interprétations précédentes méritent un rapprochement avec les résultats de l'étude des dépôts bressans. Nous avons vu qu'il existait au moins deux épisodes correspondant au démantèlement d'une surface d'érosion, où les roches affleurantes avaient été fortement altérées, imprégnées de manganèse et de fer et parfois recouvertes de croûtes manganésifères et ferrugineuses.

1 - A l'Eocène supérieur, la Gompholite de base contient des croûtes sidérolithiques, remaniées ainsi que des éléments calcaires du Jurassique supérieur, imprégnés de manganèse et de concrétions manganésifères que l'on retrouve après lavage dans les sédiments de la base de l'Aquitanien.

2 - A la base du Tortonien, le poudingue de base contient des galets de conglomérats stampiens fortement altérés et parcourus par un réseau serré de dendrites de manganèse.

c) La dialogite, largement cristallisée, qui proviendrait soit d'une épigénisation de la roche encaissante, soit d'une carbonatation complète des minerais de manganèse.

II - Origine du manganèse

Ces dépôts manganésifères proviennent probablement de la dissolution de roches sédimentaires et de la concentration ultérieure du manganèse après divers épisodes à l'intérieur d'un karst, mais un faisceau de faits nous amène à une deuxième hypothèse qui n'est pas incompatible avec la première.

a) Les minéraux lourds : épidote, sphène, tourmaline et les grains lithiques (quartzites, micaschistes) prouvent indubitablement des apports exotiques.

b) Les dépôts manganésifères signalés par M.E. Thirria et par E. Fournier à Frasne-le-Chateau, sont soit un remplissage de karst, soit à l'état de débris dans les champs sous la forme de croûte amorphe accompagnée de plaquettes de calcaires siliceux à Planorbes et Lymnées (M.E. Thirria, 1833). L'analyse chimique citée donne un certain pourcentage de baryum.

La présence de baryum et de manganèse s'expliquerait par la proximité des gisements primaires vosgiens.

Ainsi, entre les Vosges et Cuisiat, Frasne-le-Chateau formerait un relais témoin d'apports manganésifères le long de la dépression de la Saône. Ceux-ci ayant pu être concentrés et déposés par la suite à l'intérieur d'un karst.

Conclusion générale sur le Miocène continental

1°) Formations rencontrées.

Elles peuvent être résumées ainsi :

- calcaires recristallisés, imprégnés de manganèse

- Croûtes calcitiques, grès, croûtes détritiques manganésifères à wads et psilomélanes concrétionnés
- dialogite
- argiles associées à ces croûtes
- argiles ayant subi un fort lessivage pédologique.

2°) Datation de ces dépôts

a) Les sédiments éocènes et oligocènes ont été plissés avec le Jurassique sur lequel ils reposent sans discordance angulaire visible.

b) Une surface post-oligocène recoupe les couches précédentes, c'est sur cette surface, sur la tranche des calcaires jurassiques que s'est développé un karst à remplissage manganésifère.

c) Cette surface et ce karst, établis sur des structures déjà bien marquées, ont été déformés lors des derniers mouvements tectoniques jurassiens.

Il en résulte que les formatinns décrites dans ch chapitre sont postoligocènes et anté-pliocènes; le fait qu'elles soient établies sur des structures bien marquées permet de préciser qu'elles sont probablement pontiennes comme la surface qui les contient.

2°) Le Pliocène sidérolithique

J'ai découvert des formations consolidées, rubéfiées, à gros pisolithes ferrugineux, concentrées dans les poches d'un karst non déformé.

A Verjon, le karst s'est développé dans l'Oolite bajocienne subverticale. Il a été comblé par des dépôts lenticulaires horizontaux que j'ai observés sur près de 1,5 m de haut.

Ce sont des grès, des calcaires gréseux, ocres passant à des conglomérats à éléments rubéfiés et pisolithes de limonite.

Au sommet de la formation

Ve 1 - C'est un calcaire gréseux, ocre, rubéfié; le ciment est calcitique, cristallisé en grandes plages, coloré par le fer.

Il contient : de nombreux petits quartz, des microgaviers de quartzite et de radiolarite, des granules de limonite, du sphène et de la tourmaline.

A la base de la formation

Ve 2 - C'est un conglomérat dont les éléments sont peu roulés et très rubéfiés.

Il s'agit d'éléments de calcaires, silex, chailles et limonite.

L'étude en lame mince montre que les grands éléments rubéfiés sont pris dans un ciment vacuolaire contenant des graviers "alpins" ou "vosgiens" dont des débris sphérolitiques. Certains galets calcaires ont subi une silicification partielle avant d'être englobés dans le conglomérat.

J'ai retrouvé les mêmes dépôts dans le karst bajocien de Coligny.

D. Contini m'a signalé des formations proches des précédentes à Balanod où j'ai pu observer un conglomérat à concrétions ferrugineuses.

Ba 1 - Les éléments principaux sont des grosses pisolithes de limonite associées à des silex rubéfiés ainsi qu'à des éléments gréseux rouilles. Le ciment est calcito-ferrugineux.

l.m. - Les concrétions ferrugineuses sont sombres, rouges à noires, certaines englobent d'assez nombreux quartz. Un galet de radiolarite est nettement reconnaissable. Le ciment sidérocalcitique est largement cristallisé.

A Balanod, les dépôts ferrugineux sont associés à une brèche de gouffre composée de gros blocs calcaires bajociens, cimentés entre eux par de la calcite concrétionnée.

J'ai attribué un âge Pliocène à ces formations du fait :

1 - de leur non tectonisation

2 - par comparaison avec les dépôts sidérolithiques de Haute-Saône.

3 - de l'existance de graviers de radiolarite alpine inclus dans ces dépôts.

o

o o

E - LES FORMATIONS SUPERFICIELLES

1°) Les argiles à chailles

Elles recouvrent une grande surface sur toutes les formations calcaires de la région.

- soit sur une faible épaisseur, ou concentrées sous la forme de Terra Rossa au fond des dolines. Dans ce cas, je ne les ai pas cartées.

- soit en placages beaucoup plus épais et étendus sur la surface d'érosion qui arase à la fois la zone des lanières du front de chevauchement du Jura sur la Bresse et les formations du Pliocène bressan. Dans les zones où ces dépôts étaient spécialement épais et bien représentés, je les ai cartés sous la nomination d'argiles à chailles.

Elles se présentent sous les aspects suivants :

1 - de Terra rossa ocre à rouge, contenant de petites chailles patinées de noir, pouvant atteindre une grande épaisseur (plus de 6 m au "Garage Minet" à la sortie Sud de Saint-Amour).

2 - des argiles à chailles très nombreuses peu roulées, noircies dont la matrice chargée de pigments ferrugineux est par endroits plus limoneuse qu'argileuse. Ces formations sont spécialement bien développées sur le Bajocien inférieur (Entroques) où les silex et les chailles sont nombreux.

Leur datation est incertaine, entre le Pliocène et le Quaternaire ancien.

2°) Les éboulis et les brèches de pentes

Ce sont pour la plupart des formations périglaciaires quaternaires accumulées au pied des falaises (Salavre).

Au Sud du village de Bourcia, un arrachement considérable s'est produit dans la falaise Nord du Mont Nivigna, formant le cirque de Pouillat. Il en a résulté une langue de blocs calcaires ébouleux qui s'est étalée jusqu'au pied du Mont Nivigna. Cet éboulement étant essentiellement dû à des circulations souterraines établies à la limite des marnes argoviennes et calcaires séquaniens, ainsi qu'à une fracturation tectonique particulièrement importante de la roche.

3°) Les alluvions modernes

Elles ont été déposées :

- par les ruisseaux qui dévalent les premiers contreforts du Jura lors de leurs arrivées dans la plaine bressanne.

- par le Suran et ses affluents sur la bordure orientale du terrain étudié.

Il s'agit de placages de galets ou de limons sub-horizontaux recouvrant le fond de vallée.

A Lanéria, le placage alluvial a subi une déformation l'isolant de la vallée voisine : il s'agit d'un abaissement de niveau dû à des circulations sous-jacentes ayant entrainé le soutirage des marnes oxfordiennes sur lesquelles les alluvions reposaient.

o

o o

Avec les alluvions modernes nous terminons l'examen systématique des dépôts reconnus sur la région qui m'était donnée à cartographier.

T E C T O N I Q U E

---oOo---

INTRODUCTION

Le travail de terrain a montré la complexité de cette région. Le but en était :

- d'une part de connaitre les détails de la torsion de Verjon-Pressiat,
- d'autre part le contact du Jura avec la Bresse.

Dans une première partie, nous ferons la description structurale du terrain qui sera divisée en quatre chapitres :

- La plaine bressanne
- Les lanières de bordure
- Les plis de bordure
- La retombée vers le Suran.

Ensuite, nous essaierons d'interpréter la partie chevauchée du Jura.

Enfin, nous ferons une synthèse des différents éléments par rapport à leur formation relative.

o

o o

I - LA PLAINE BRESSANNE

A - Le recouvrement pliocène

Les sédiments de cet âge recouvrent en discordance toutes les structures de la partie occidentale de la zone étudiée, et cachent le front du chevauchement du Jura sur la Bresse.

Je n'y ai pas observé de pendage, ce qui correspond aux remarques qu'a fait A. Lefavrais-Raymond (1962) pour la région centrale de la Bresse. F. Delafond et C. Deperet (1893) y avaient par contre cru voir des pendages de 30° W, ce qui est peut-être du à un artifice de dessin (échelle des hauteurs exagérée).

Le Pliocène recouvre indifféremment les synclinaux oligomiocènes au Nord et le Jurassique de la bordure du Jura au Sud.

B - Les synclinaux tertiaires

La couverture pliocène ayant été enlevée par l'érosion, il est possible d'observer de Saint-Amour à Salavre une suite de synclinaux oligomiocènes de direction méridienne, synclinaux qui se retrouvent au Sud de Treffort.

Leurs caractéristiques sont telles qu'une description d'ensemble permet d'en saisir les traits principaux.

- Le flanc Est est toujours vertical ou renversé (jusqu'à 60° E). Il est visible à Saint-Amour, Ruilla, Chazelles, Coligny, Treffort.

- Le flanc Ouest est plus rarement observable, son pendage est faible (5 à 10° E) à Ruilla et Coligny.

Un léger mouvement anticlinal s'observe à l'Ouest de Coligny où les calcaires de l'Aquitanien remontent avant de disparaitre à la limite du Pliocène, sous le Miocène.

A. Lefavrais-Raymond (1962) observe :

- A la Ville-sous-Charmoux, le synclinal oligo-miocène renversé vers l'Ouest.

- A Clériat, le synclinal normal avec le Miocène transgressif venant en contact avec les calcaires jurassiques.

De mon côté, mes observations m'amènent à considérer à Clériat la même structure qu'à la Ville-sous-Charmoux. Ainsi, à la ferme de Clériat, le pendage du Miocène est renversé et de 70° ENE. L'Oligocène existe à l'Est de ce point.

L'intensité du plissement des synclinaux oligocènes-miocènes est manifestement le résultat de la phase majeure ayant affecté le Jurassique contigü : ils se comportent comme un lambeau de poussée du front du chevauchement du Jura sur la Bresse dont la partie Ouest est recouverte par le Pliocène discordant.

o

o o

II - LA ZONE DES LANIERES DE BORDURE

Elle est fortement tectonisée et constitue la partie du Jura la plus proche du charriage du Jura sur la Bresse.

L'enfoncement général des terrains du Nord vers le Sud amène en surface des sédiments de plus en plus récents.

Cette zone y est caractérisée par des failles méridiennes et des accidents transversaux.

Elle s'étend de Saint-Amour à Verjon. Elle est limitée par la Faille F 1 à l'Ouest et les failles F 7 et F 8 à l'Est.

Enfin, les lanières de bordure ont une unité morphologique : c'est un lambeau de surface d'érosion qui subsiste entre les synclinaux tertiaires et les premiers crêts jurassiens.

A - Limites de la zone des lanières de bordure

1°) La faille F 1

F 1 est largement chevauchante ainsi que l'indique son tracé sinueux. Elle permet aux écailles de Jurassique (zone des lanières de bordure) de chevaucher sur les lambeaux de poussées du front du charriage (synclinaux tertiaires).

Elle est visible de Saint-Amour à Salavre. De Salavre à Treffort, elle disparait sous le Pliocène.

Au Sud de Treffort, elle affleure à nouveau en surface, et se suit nettement jusqu'à la limite Sud de la carte.

Le contact se fait, quand il est visible, avec des brèches tectoniques importantes qui sont bien observables à Saint-Amour et à la Ville-sous-Charmoux.

2°) Les failles F 7 et F 8

Elles séparent les plis de bordure de la zone des lanières.

F 7 est de direction méridienne. Elle est chevauchante vers l'Ouest sur toute sa longueur.

A l'extrême Nord de la carte, elle met en contact le Bathonien à l'Est avec le Callovien à l'Ouest.

A Nanc, le chevauchement est plus important et met en contact les calcaires du Bajocien supérieur avec les marno-calcaires de l'Argovien.

A Coligny, elle disparait au contact du décrochement D 6.

Elle réapparait au Sud sur un kilomètre, limitant à l'Ouest, une écaille de Jurassique moyen poussée sur l'Argovien devant F 8.

F 8 est méridienne dans sa partie Nord. Elle affecte alors le flanc Ouest de l'anticlinal de Nanc - Salavre. Elle est inverse et met en contact le Lias inférieur avec le Bajocien supérieur.

A Coligny, D 6 décroche F 8 qui prend en relais F 7, au Sud, et met en contact l'anticlinal de Nanc - Salavre avec le synclinal de Nanc.

Au Sud de Salavre, elle subit la torsion générale de la bordure du Jura et a une direction N-W - S-E. Elle est chevauchante jusqu'au décrochement de Verjon D 8 où elle est rejetée de 300 m au Sud puis elle est normale à regard SW et s'amortit dans les terrains du Jurassique supérieur.

B - Le synclinal de Nanc

Nous abordons ici la description de la zone des lanières proprement dites qui sera étudiée d'Est en Ouest.

Le synclinal jurassique supérieur de Nanc est le pli le plus à l'Est de cette zone. Il s'étire depuis l'Aubéspin au Nord de la carte jusqu'à Salavre au Sud, où il est en partie recouvert par le Pliocène. Il disparait au contact du décrochement de Varjon et s'amortit au Nord.

1°) De l'Aubespin à Coligny

Il est très comprimé. Sa largeur varie de 100 à 400 m. A Nanc, où il est le plus marqué, son coeur est argovien (note inédite du B.R.G.M., détermination H. Tintant).

Les pendages sont verticaux à renversés à l'Est au contact de la Grande Oolite. A l'Ouest, ils sont normaux et le contact se fait avec le calcaire à Entroques. Il faut remarquer qu'au Nord de Nanc les mouvements tangentiels ont entrainé le synclinal sur la lanière de Jurassique moyen qui le borde à l'Ouest.

2°) Au Sud de Coligny

Le synclinal de Nanc n'est plus comprimé au Sud du décrochement D 6. Il atteint une largeur de 800 m. Le coeur en est séquanien car le plongement général des couches vers le Sud s'y fait sentir.

Les pendages des deux flancs sont moyens (40° maximum).

A la latitude de Salavre, le flanc Est est affecté par deux petites failles directionnelles méridiennes F 14 et F 15. Elles limitent une étroite bande surélevée. Elles ont un pendage Ouest de 70° à 80°.

Ce pendage est le contraire de celui des autres failles ; je les interprète comme des failles de réajustement tardives qui ont dû apparaitre à la fin du charriage du Jura sur la Bresse.

Le synclinal de Nanc est limité à l'Est par les failles chevauchantes F 7 et F 8, à l'Ouest par les failles F 6 et F 13.

C - Les lanières de Jurassique moyen et leur prolongement vers le Sud

Le Jurassique moyen affleure au Nord de Coligny sur la majeure partie de la zone des lanières, aussi ai-je groupé ces lanières dans ce même chapitre.

Les lanières de Jurassique moyen ont une largeur maximum de 2 km à Saint-Amour.

Elles sont limitées à l'Est par la faille F 6. Celle faille longitudinale est normale avec une inclinaison Est marquée de l'Aubespin à Nanc. Au Sud de ce village, elle est normale avec un regard Est et un rejet maximum de près de 200 m.

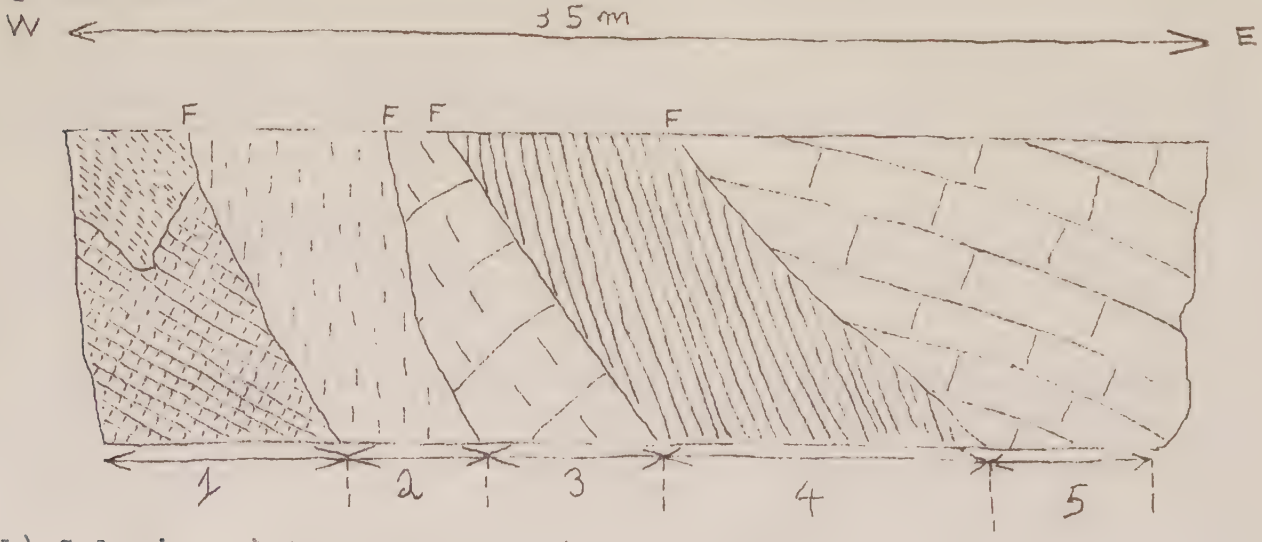
Elle est décrochée par D 6 à Coligny qui la déplace de 400 m à l'Ouest.

Au Sud de Coligny, elle s'amortit dans le Jurassique supérieur.

Le décrochement D 6 limite la partie méridionale des lanières de Jurassiques moyen.

La faille F 2 forme la limite Ouest. C'est une faille chevauchante vers l'Ouest qui met en contact le Bajocien inférieur avec le Kimméridgien à Saint-Amour.

Dans une fouille, lors de travaux effectués à l'usine Fillod de Saint-Amour, j'ai observé l'extrême tectonisation du Jurassique moyen à proximité de F 2, ainsi que le montre le croquis suivant :



1) Calcaires à Entroques extrêmement broyés
2) Marnes bariolées du Trias supérieur
3) Calcaires à Entroques (pendage 45° W)
4) Marnes du Bajocien verticales
5) Calcaires à Entroques (pendage 15° SE).

Il est intéressant de noter que les marnes bariolées du Keuper supérieur ont été injectées entre deux panneaux de Bajocien inférieur, confirmant le rôle de ces faciès lors du charriage du Jura sur la Bresse.

L'allure générale des lanières de Jurassique moyen est celle d'un monoclinal à pendage Est-Sud-Est, déformé et brisé.

Les couches se relèvent au Nord de la carte où les pendages sont de 15° à 20° S. Il n'y affleure plus que le Bajocien inférieur.

Une série de failles méridiennes découpe cette zone d'Est en Ouest.

J'y ai distingué :

1°) La lanière de Nanc :

Elle est surélevée et prise entre les failles F 6 et F 5. La faille F 5 disparait au contact de F 6 au Nord de Nanc. Le Bajocien inférieur est exploité dans des carrières à la pointe Nord de cette lanière, le pendage y est de 20° E.

Au Sud, de Nanc à Coligny, affleurent successivement les différents termes du Bajocien puis le Bathonien.

En approchant de Coligny ces niveaux ont subi la compression due au décrochement de Coligny. Cette lanière est redressée, les pendages sont Ouest de Plus en plus forts pour se renverser au Nord de Coligny, où, dans la carrière située en bordure de la N. 83 la série est renversée, avec un pendage de 80° E (La surface corrodée du sommet du Bajocien y surmonte, en position inverse, les couches du Bathonien).

A Coligny, la Grande Oolite a un pendage renversé 50° E. La faille F 5, qui était normale de regard Ouest à Nanc, est devenue chevauchante et le dégagement de la surface de celle-ci donne un puissant rouleau poussé sur les couches sous-jacentes.

2°) Le monoclinal d'Allonal

Il a 1 km de large au Nord, 200 m au Sud. Il est limité à l'Est par F 6 puis F 5 à l'Ouest par F 4.

C'est un panneau de pendage général E-S-E qui est de 10 à 15° ESE au Nord et de 20 à 30° près de Coligny.

Au Nord d'Allonal, le Bajocien inférieur affleure alors qu'à Coligny, le Jurassique moyen a disparu. Le plongement du monoclinal vers le Sud amène l'Oxfordien en surface.

3°) La pincée de Champ Picquenous

Elle est limitée par deux failles méridiennes F 3 et F 4, dont le rejet maximum est de 60 m environ. Au Nord elle se prolonge probablement dans les calcaires de l'Entroque, un certain nombre de broyages le fait penser.

Au Sud, F 4 s'amortit près de Chazelles et F 3 disparait au contact de F 9 dans ce village.

Cette pincée a une largeur de 100 à 150 m ; il est possible de la suivre sur une longueur de 4 km ; c'est une lanière de Grande oolite effondrée entre deux panneaux d'Entroque, elle forme un synclinal peu marqué, d'axe méridien bien visible à la Ferme de Champ Picquenous.

4°) La lanière de Saint-Amour

C'est la dernière lanière de Jurassique moyen. Elle est complexe. Elle est limitée à l'Est par les failles F 3 puis F 9, à l'Ouest par la faille F 2 qui fait chevaucher le Jurassique moyen sur le Jurassique supérieur.

Au Nord, n'affleure que le Bajocien inférieur. A Coligny l'étage le plus récent qui soit déterminable est l'Oxfordien.

J'ai distingué du Nord au Sud, dans cette lanière :

a) Le synclinal de Saint-Amour, d'axe NNW-SSE. Il est limité par les failles F 2 et F 3. Il n'affecte que les couches du Bajocien inférieur.

b) La pincée de Chazelles, elle relaie à l'Ouest la pincée de Champ Picquenous ; elle est limitée par les failles F 9 et F 11.

Au Nord, cette pincée disparait en biseau sous F 9 qui chevauche légèrement la faille F 11.

Les mouvements tangentiels l'ont fortement déformée, elle est affectée par une petite faille mé ridienne puis décrochée par une cassure NW-SE.

Elle est limitée par le décrochement de Coligny au Sud.

c) L'anticlinal de Chazelles : son axe est NNW-SSE. Il s'amorce au contact de F 2 à 1 km au Nord de Chazelles. Il est renversé vers l'Ouest, dans ce village; le flanc inverse est bien visible au pied de la cote du "Fond du Contaret"où le Bajocien a un pendage maximum de 45° E.

Au Sud de l'accident D 6 de Coligny, il ne m'a été possible de reconnaitre que le prolongement d'une lanière de Jurassique moyen, la lanière de Nanc.

Elle est déplacée de 400 mvers l'Ouest, le Callovien et l'Oxfordien y affleurent avec un léger pendage Est.

La faille F 6 disparait au Sud sous le Pliocène. La faille F 7 est cisaillée par F 1.

D - Les lanières frontales de Jurassique supérieur

Elles s'étendent de Saint-Amour au Sud de Coligny. De Saint-Amour à Chazelles, une seule lanière existe, limitée par les failles F 1 et F 2.

On y observe du Nord au Sud :

a) L'anticlinal de Saint-Amour. Il est de direction NNW-SSE. Le coeur est séquanien, le flanc Est séquanien et Kimméridgien.

A Saint-Amour, le flanc Est vient en contact avec le Tertiaire. Les pendages y sont de 70° ENE. Il passe rapidement au pendage 40 ENE en s'éloignant de F 1.

J'ai bien observé le coeur de cet anticlinal lors des travaux d'adduction d'eau du lotissement du Mont Orient.

b) Vers le Sud, il ne reste qu'un monoclinal de pendage 70° W à vertical, constitué par les calcaires du Séquanien et du Kimméridgien, qui disparait au Nord de Chazelles.

c) A la Ville-sous-Charmoux, un monoclinal renversé de Jurassique supérieur réapparait, la série va de l'Oxfordien au Kimméridgien.

Cette lanière disparait au contact du décrochement de Coligny D 6.

d) Au Sud de Coligny, les deux lanières qui subsistent à l'Ouest avant le Tertiaire, ne peuvent être rattachées aux lanières Nord. Ce sont deux monoclinaux de Jurassique supérieur dont les pendages sont variables de 40° E à verticaux. Ces lanières sont séparées par F 12. La faille F 1 les cisaille et les fait disparaitre à 1 km au Sud de Coligny.

E - Les accidents transversaux

1°) L'accident de Coligny

La zone des lanières a subi à la latitude de Coligny une compression latérale qui se traduit par un accident décrochant de direction EW, où la partie Nord est comprimée, par rapport à la partie Sud.

Cet accident est bien visible dans le village de Coligny au point de coordonnées : x = 831, 52 ; y = 158,60.

Au Nord, affleure le Bajocien supérieur inverse, de pendage 50° ENE.

Au Sud, affleure l'Argovien normal avec un pendage de 25° SSE.

Cet accident disparait à l'Est dans les marnes liasiques de l'anticlinal de Nanc - Salavre. A l'Ouest, il n'affecte pas le synclinal tertiaire.

2°) L'accident de Verjon

Il est du même type que celui de Coligny. Cet accident est orienté NNE-SSW et il est placé perpendiculairement à la zone de torsion de la bordure du Jura entre Verjon et Pressiat.

Il s'amortit au Nord dans le Bajocien inférieur et affecte probablement le Tertiaire au Sud sans qu'il soit possible de le voir.

Il est bien visible au SSE de Verjon au point de coordonnées x = 832,40 ; y = 152,92 où les calcaires du Jurassique supérieur sont réduits à une brèche très importante ; ainsi qu'au point de coordonnées x = 832,88 et y = 153,60, où les calcaires du Bathonien viennent en contact avec les marno-calcaires de l'Argovien.

L'analyse de cet accident nous montre son polygénisme probable :

Il semble bien que ce ne soit pas un décrochement simple, mais que les mouvements horizontaux se soient produits tardivement.

Il y aurait eu :

- une première phase cassante donnant une faille s'amortissant dans le Lias à l'Est.

- Les plis auraient été pour la plupart bien marqués au Pontien puisque le lambeau de surface d'érosion pontien subsiste.

- Les chevauchements locaux se seraient mis en place au post-Pontien.

o

o o

III - LA ZONE DES PLIS DE BORDURE

Elle est formée par les premiers reliefs importants du Jura en bordure de la Bresse.

Il s'agit principalement d'anticlinaux méridiens à coeur triasico-liasique, séparés aux latitudes de Verjon et de Pressiat par une torsion qui rejette la bordure de Bresse de 4 km vers l'Est.

Cette torsion est accompagnée par un ensellement SW-NE où les terrains les plus anciens affleurants sont du Bajocien supérieur.

Les plis de bordure sont limités à l'Ouest par la zone des lanières, séparation marquée par les failles F 8 et F 7 entre Saint-Amour et Verjon et par la plaine bressanne entre Verjon et Treffort.

La limite Est est constituée par la faille F 31 qui traverse la carte du Nord au Sud.

A - L'anticlinal de Nanc - Salavre

De Saint-Amour à Salavre, sur une distance de près de 10 km, l'horizon est fermé à l'Est par les crêts jurassiques moyens du flanc oriental de l'anticlinal de Nanc - Salavre, au coeur duquel le Trias affleure.

C'est un anticlinal dissymétrique déversé vers l'Ouest qui chevauche grâce à la faille F 7 au Nord, puis F 8 au Sud sur le synclinal jurassique supérieur de Nanc.

Son plan axial a un pendage assez fort vers l'Est ; le plongement général des couches vers le Sud fait disparaitre le Lias à Coligny ; la reculée cluse de Salavre le fait réapparaitre dans ce village à une altitude plus basse.

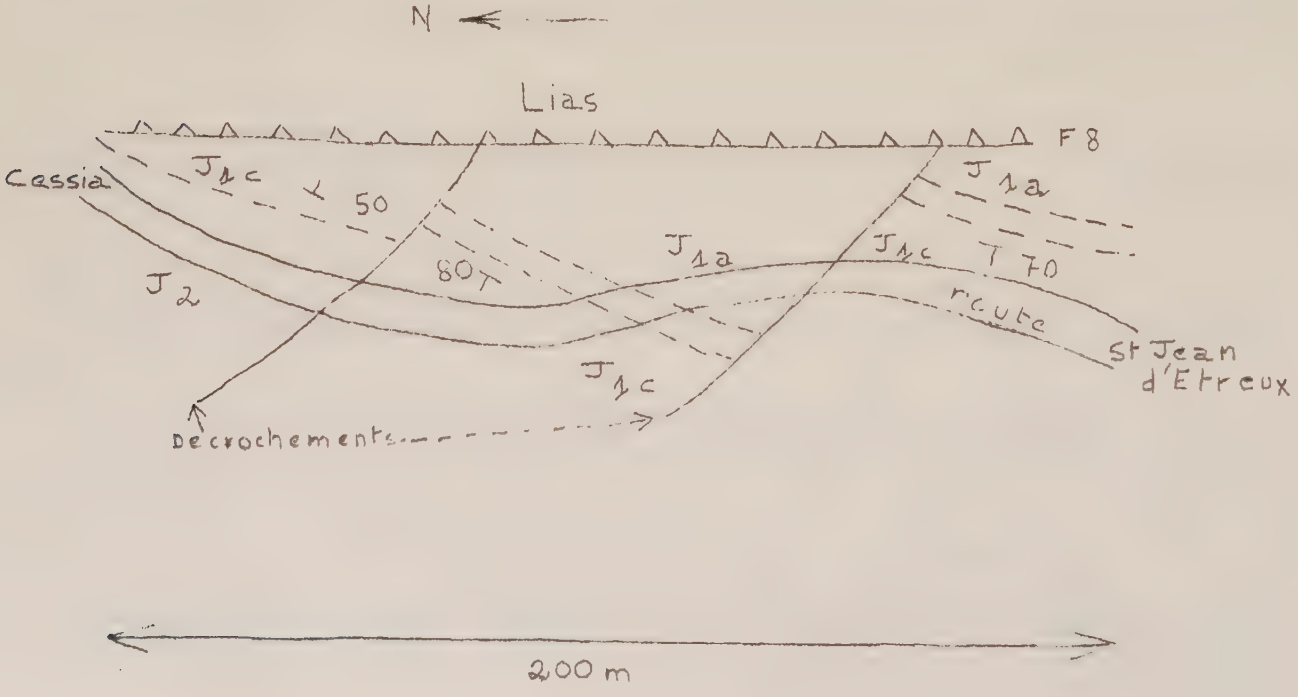
Le flanc est normal au Nord avec des pendages de 70° WNW à l'Aubespin. De Nanc à Cessia, ce flanc est inverse , les pendages sont alors renversés de 80° à 50° E.

Puis plus au Sud, les pendages sont toujours normaux et forts (70° W à Salavre).

La limite Ouest de l'anticlinal est matérialisée par la faille F 7 qui lui fait chevaucher le synclinal de Nanc de Saint-Amour à Coligny.

La faille F 8 affecte le flanc Ouest longitudinalement et entraine la remontée des terrains du Lias et du Trias au niveau du Bajocien supérieur et les fait chevaucher sur les calcaires de la Grande Oolite.

A Nanc, le Sinémurien est renversé avec un pendage de 70° E. A Cessia, à l'Ouest de F 8, la lanière de Jurassique moyen est affectée de nombreux petits décrochements transversaux, ainsi que le montre le croquis suivant :



Le décrochement D 6 de Coligny fait disparaitre la lanière de Bajocien supérieur. On ne retrouve qu'une écaille étroite de 1 km de long entre Coligny et Salavre au contact de F 8 qui a été rejetée de 200 m vers l'Ouest par D 6.

Ce flanc Ouest ne sera alors plus affecté de cassures avant le périclinal de Verjon.

Le flanc Est est assez simple, les pendages y sont faibles de 5 à 20° E. Il est constitué par les trois faciès du Bajocien.

Au Nord de Nanc, il est affecté par une série de décrochements de faible ampleur D 1 à D 5 et d'une faille F 21 à regard nord. Ces fractures annoncent les structures de Balanod et de Montagna, le Reconduit au Nord de cette carte.

A Vergongeat, il est affecté par le décrochement D 7 NW - SE qui s'amortit dans les calcaires à Entroques subhorizontaux

Le flanc Est s'étend au Nord jusqu'à la bordure de la carte de Saint-Amour 4. Plus au Sud, il est limité par la pincée de Senaud Dingier, puis par le synclinal de Dingier.

La fermeture périclinale Nord n'est pas visible sur cette carte.

Au Sud, le mouvement de fermeture s'amorce à la latitude de Verjon, où le périclinal fait affleurer le Jurassique supérieur.

Les accidents suivants s'y observent :

1°) Le décrochement D 8 de Verjon

2°) La faille F 16 courbe, dont l'orientation générale est NE - SW, est chevauchante vers le SE.

Au dessus de la source du Solnan, le long de la route Verjon - Roissiat, cette faille est bien visible : ENE - WSW avec un pendage de 40° NNW ; elle joue dans les calcaires du Bajocien supérieur.

3°) La faille F 17 NE - SW est presque parallèle à F 16, mais elle est verticale avec un regard SE.

B - Le synclinal de Dingier

C'est un synclinal de Bajocien inférieur, d'axe méridien qui s'allonge sur 4 km au Sud de ce village.

Il est limité à l'Ouest par l'anticlinal de Nanc-Salavre, à l'Est par la faille F 19. Les pendages sont faibles (de 10 à 20°) sauf à proximité de F 19 où ils atteignent 40° W.

C - La pincée de Senaud - Dingier

C'est une bande méridienne effondrée et pincée de 600 à 100 m de large, visible sur près de 10 km. Elle est limitée par les failles F 19 et F 20.

F 19 a un regard Est. A l'Ouest du village de Senaud, un miroir de pendage 80° E, met en contact à l'Ouest la Grande Oolite de pendage 10° E, avec le Bathonien de la pincée dont le pendage est de 30° E.

F 20 a un regard Ouest, son miroir est visible au SE de Senaud et son pendage est de 65° W.

Les terrains les plus récents de la pincée sont calloviens, les plus anciens appartiennent au Bajocien inférieur.

A Poisoux, elle est très légèrement affectée par le décrochement D 7 au Sud duquel la pincée est beaucoup plus comprimée.

Ensuite, elle subit la torsion de Verjon - Pressiat et devient NW - SE.

Elle semble remplacée par une faille unique sur 1 km : en réalité F 20 devient alors chevauchante. Les calcaires à Entroques masquent la faille Ouest ; et la pincée est observable dans la carrière de Roissiat sous le chevauchement ; les marnes du Bathonien ayant probablement opposé une résistance faible aux calcaires à Entroques.

A l'Est de Roissiat, la pincée réapparait puis ses deux failles limites s'amortissent dans le Bathonien.

D - L'anticlinal de la Mouria

C'est un anticlinal Jurassique moyen à coeur bajocien inférieur.

Il s'amorce à l'Est de Senaud dans l'Oolite. Son axe méridien est décroché de 200 m à Poisoux par le décrochement D 7. Ce décrochement peu important affecte les couches du Jurassique moyen selon une direction NW-SE ; il s'amortit pratiquement au contact de la pincée de Poisoux à l'Ouest de laquelle il n'est plus que très faible.

Le compartiment Nord est étendu par rapport au compartiment Sud qui lui est comprimé et affecté par un petit décrochement D 7b satellite de D 7.

Puis l'axe subit lui aussi la torsion de Verjon - Pressiat et plonge vers le SE pour venir disparaitre au contact F 28.

Le flanc Ouest est limité sur toute sa longueur par F 20 , les pendages sont de 20 à 25° W.

Le flanc Est est largement développé. Les pendages sont de 10 à 15°, le Callovien affleure en bordure de la dépression Nantey - Epy.

Il est affecté par des failles obliques de faibles rejets (F 22 et F 23) à regard WSW et jouant entre le Bajocien et le Bathonien, et le Bathonien et le Callovien.

E - La pincée de Poisoux

D'Epy à Poisoux, le flanc Est de l'anticlinal de la Mouria est limité par une bande effondrée et comprimée : la pincée de Poisoux. Cette lanière est limitée à l'Ouest et à l'Est par deux failles obliques.

F 24 est de direction NNE - SSW et a un regard ESE dont le rejet maximum est d'environ 70 m, s'amortit dans les calcaires du Bajocien inférieur après avoir été décrochée par D 7 et D 7b.

F 26 est de direction presque méridienne depuis Epy jusqu'à Poisoux, où elle est décrochée par D 7c. Elle est alors NNW - SSE et s'amortit dans le Callovien au Nord de Civria.

Son regard est Ouest et son rejet maximum à proximité du village d'Epy (70 à 80 m).

La pincée a une disposition synclinale ; elle s'amorce dans le Bathonien ; elle a un plongement Nord ; le Callovien affleure à son coeur.

F - Le synclinal de Courmangoux

Le village de Courmangoux est installé dans une large dépression NW - SE. Il occupe le coeur séquanien inférieur d'un synclinal jurassique supérieur et jurassique moyen.

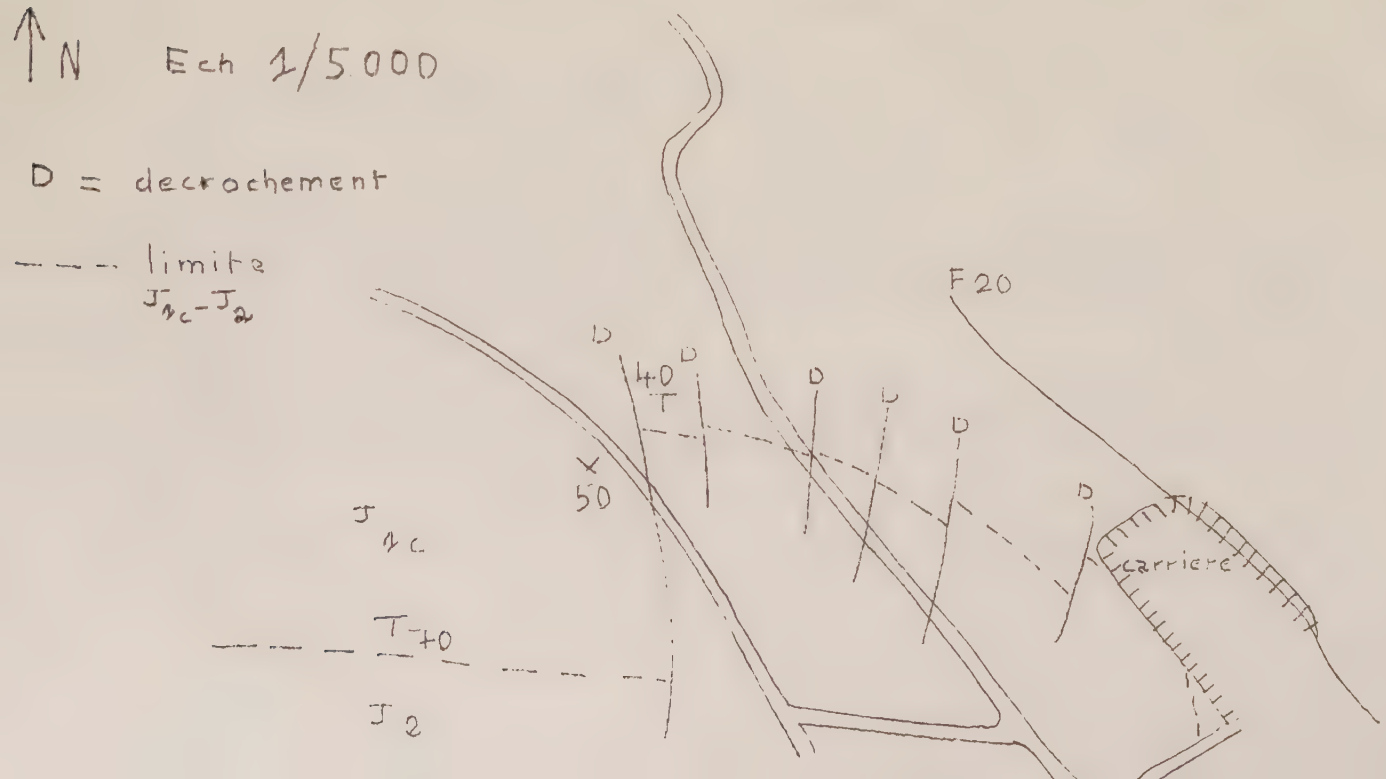
Son axe est NW - SE. Ce synclinal est limité à ses deux extrémités par D 8 à l'Ouest et F 8 à l'Est.

Son flanc Sud-Ouest est simple, peu développé dans les calcaires argovo-séquaniens dont le pendage moyen est de 20° NE.

Le flanc Nord-Est est bien plus large. Les pendages y sont plus forts à proximité de la pincée de Senaud - Dingier où affleure le Bajocien.

Il est intéressant de suivre les accidents satellites du décrochement D 8 dans le flanc du synclinal.

Au Nord-Ouest de Roissiat, la limite Bajocien - Bathonien, matérialisée par la surface corrodée du sommet de la Grande Oolite, orientée WNW - ESE, est affectée, sur 250 m, d'une série de décrochements méridiens qui décalent chacun cette limite vers le Sud, les premiers d'une vingtaine de mètres, le dernier de 150 m. Les pendages sont là de 70° S, marquant une flexure EW dans le flanc du synclinal.



G - L'effondrement de Civria

Au Sud du village de Civria s'étend une petite vallée sèche de direction méridienne, limitée par deux failles parallèles F 28 et F 29 écartées d'environ 500 m.

Ces deux failles s'amorcent dans l'Entroque au Sud et F 28 s'amortit au Nord dans l'Argovien.

F 28 a un regard Est avec un rejet maximum de 40 m.

F 29 a un regard Ouest, avec un rejet de 150 m, elle disparait au Nord au contact de F 30.

Le compartiment effondré est constitué par un synclinal d'axe SSW -NNE plongeant dans cette direction, les pendages y sont faibles (10 à 15°) mais redressés au contact des failles (50° E) dans le Callovien à la limite de F 28.

Il est intéressant de considérer la position de ce synclinal par rapport aux accidents voisins.

En effet, à l'Ouest, l'anticlinal de la Mouria vient buter contre la faille F 28, son axe est alors WNW - SSE donc pratiquement perpendiculaire à l'axe du synclinal de Civria.

A l'Est, il est bordé par l'intermédiaire de F 29, par l'anticlinal du Mont Myon de direction méridienne.

H - L'anticlinal de Treffort

De Pressiat à Treffort, la Bresse est bordée par les crêts du Jurassique supérieur; à première vue, ceux-ci forment un monoclinal continu (Journaux, 1956) ; la réalité est toute autre.

Au Nord de Treffort, un anticlinal parallèle au Mont Myon s'amorce dans le Jurassique supérieur. Il en est séparé d'abord, par un petit synclinal méridien de quelques centaines de mètres de long qui disparait au contact de la pincée de Treffort séparant alors les deux anticlinaux.

Cet anticlinal est déversé vers l'Ouest ; le plan axial est incliné à 45° E.

Le coeur est argovien.

Le flanc Est de pendage faible est constitué principalement des marno-calcaires argoviens qui ont été dégagés par l'érosion.

Le flanc Ouest est vertical à la latitude du Moulin Thorel où il est formé d'une série continue de l'Argovien au Kimméridgien, au contact duquel les sédiments éocènes et oligocènes se sont déposés et ont été tectonisés en même temps que le Jurassique supérieur.

Le Pliocène horizontal vient les recouvrir.

Au Sud de Treffort, ce flanc est inverse. Le pendage est renversé de 60° E à la latitude de Plantaglay, au contact avec la série tertiaire sur laquelle il chevauche par l'intermédiaire de F 1 qui met en contact successivement du Nord au Sud les faciès du Miocène et de l'Oligocène avec le Jurassique supérieur.

A l'extrême Sud de la carte, cet anticlinal est rejeté sur la bordure occidentale du Jura.

I - La pincée de Treffort

C'est une pincée de Jurassique supérieur. Elle affecte uniquement l'Argovien et le Séquanien, sa direction est NNE - SSW. Elle est étroite (200 m environ) et visible sur plus de 2 km à l'Est de Treffort.

Elle sépare l'extrémité Sud de l'anticlinal du Mont Myon puis l'anticlinal d'Attignat, de l'anticlinal de Treffort.

Elle est limitée par les failles F 40 et F 41 dont le rejet est d'environ 20 m. La compression lui a donné la forme d'un synclinal étroit dont le coeur est visible à la Grotte de la Balmette.

Au Sud de la carte, il est difficile de savoir si les deux failles ne s'amortissent pas ainsi qu'on le constate au Nord dans les marno-calcaires de l'Argovien.

J - L'anticlinal d'Attignat

Il relaie au Sud-Ouest l'anticlinal du Mont Myon dont il est séparé par un ensellement argovien dégagé par l'érosion, ensellement dont l'orientation est NW - SE.

Cet anticlinal s'amorce à la latitude de Treffort dans les marno-calcaires du Jurassique supérieur. L'axe est orienté NNE - SSW et ppssède vers la fermeture périclinale un plongement de 20° vers le NNE.

A la limite Sud de la carte, le Callovien, puis le Bathonien, affleurent.

Il semble que l'anticlinal qui s'amorce ait les mêmes caractéristiques que celui du Mont Myon à la latitude de Treffort, c'est à dire :
- un flanc Est redressé
- un flanc Ouest de pendage faible
- il serait lui aussi déversé vers l'Est.

K - L'anticlinal du Mont Myon

De Pressiat à Treffort, la plaine de Bresse vient mourir au pied d'une succession de crêts allongés selon une direction pratiquement méridienne et qui s'élèvent très rapidement vers l'Est pour donner les plus hauts sommets de cette région (altitude de la plaine : 300 m et culmination à 773 m).

L'Anticlinal du Mont Myon en forme l'ossature principale.

Le Trias affleure au coeur de celui-ci à l'Est de Pressiat ; les terrains du Keuper supérieur remontent plus au Sud le long de la faille F 39.

Au Nord, ce pli s'amorce entre Civria et Bourcia ; la montée des couches du Jurassique moyen a entrainé la déchirure (F 30) de la couverture oxfordo-argovienne, la faille F 30 est orientée WSW - ENE ; son regard est NNW. Le rejet maximum est de 30 m. F 30 est visible sur quelques centaines de mètres, et s'amortit rapidement à l'Est et à l'Ouest dans les couches marneuses de la base du Jurassique supérieur. En 3 km, le long de l'axe méridien, les terrains passent du Bathonien au Keuper, soit une remontée de 500 m.

A la latitude de Pressiat, cet axe oblique vers l'Est, puis disparait sous la faille F 39. Le plan axial a un pendage de 75° W environ.

Dans sa partie Nord, l'anticlinal du Mont Myon est déjeté vers l'Est. La faille F 39 le recoupe obliquement. Elle naît dans le flanc Est et joue d'abord dans les marnes du Lias. Elle remonte et gauchit le plan axial qui prend un pendage Est. Elle permet alors le chevauchement vers l'Ouest du Lias et du Trias sur l'Aalénien, puis sur les calcaires du Bajocien inférieur en position inverse (80° à 70° E). L'axe suit alors de près le front de la faille chevauchante. Entre Pressiat et Cuisiat, l'anticlinal est déversé vers l'Ouest. A la latitude de ce village, les couches du Jurassique moyen des deux flancs sont pratiquement parallèles ; on a l'impression d'avoir un isoclinal.

Au Sud de Cuisiat, l'anticlinal se redresse puis se déverse vers l'Est, comme dans sa partie Nord, en approchant de Treffort.

La faille F 39 y est à nouveau verticale et s'amortit à l'extrême Sud dans les marno-calcaires de l'Argovien de la fermeture périclinale.

Le flanc Est est simple, très redressé ou légèrement renversé (70° E au Col des Justices). Les pendages sont encore de 40° E à proximité des périclinaux. La série affleurant dans ce flanc va du Trias au Séquanien.

Le flanc Ouest est plus complexe : c'est en le suivant que l'on distingue les diverses déformations de cet anticlinal. Les pendages y sont de 30 à 40° dans sa partie Nord
70° E renversé dans sa partie centrale.
30 à 50° W dans sa partie Sud.

Les terrains affleurants vont du Trias à l'Eocène vertical en contact avec la Bresse. Il faut noter un coffrage général des couches au niveau de la Bresse, où le Jurassique supérieur est vertical à légèrement déversé vers l'Ouest.

La coupe des forages effectués par la R.A.P. nous apporte quelques précisions

J R 101 - 1951 - Pressiat

x = 835,94 ; y : 151,72 ; z = 468 m

Il est situé dans la partie Nord de l'anticlinal de Pressiat, à l'Ouest de la faille F 39.

- de la surface à 510 m de profondeur, le trépan a traversé le Lias
- de 510 à 610 m, le Keuper supérieur
- à 610 m, c'est à dire à l'altitude - 142 m, se situe le plan du chevauchement jurassien.
- La série inférieure normale à fort pendage (75° environ) va de l'Argovien au Keuper supérieur.

J R 103 - 1951 - Cuisiat

x = 835,63 ; y = 149,50 ; z = 410 m

Il est situé dans la partie centrale de l'anticlinal de Pressiat à l'Est de la faille F 39.

- de 0 à 310 m, la série traversée va du Charmoutien supérieur au Keuper supérieur

- 310 m : faille (F 39), altitude + 100 m.

- 310 m à 597 m : série inverse allant du Sinémurien à l'Aalénien.

- de 597 à 610 m : brèche calcaire. L'altitude est de - 187 m. C'est le plan du chevauchement du Jura sur la Bresse.

- de 610 à 770m, série inverse allant du Séquanien au Valanginien.

Nous voyons dans ces deux sondages 3 faits principaux :

1°) l'anticlinal du Mont Myon est entièrement chevauchant sur la Bresse.

2°) Le Lias y a une épaisseur tout à fait anormale par rapport à la position des affleurements de surface.

3°) Dans le forage JR 103, la trace de la faille F 39 nous montre son inclinaison ainsi que le flanc Ouest entièrement renversé et chevauché.

Il faut noter que la faille F 39 n'avait pas été notée en surface sur les levés des pétroliers qui n'expliquaient pas sa présence en profondeur ; elle avait pourtant été cartée sur l'ancienne édition de la feuille de Saint-Claude au 1/80.000.

Au Sud, la fermeture périclinale a été bien dégagée par l'érosion.

De même le dégagement structural a entrainé la formation d'une série de couches fort bien visibles à Chevignat, avec d'Ouest en Est :

- la combe oxfordo-argovienne
- la combe des marnes du Bathonien
- la combe des marnes vésuliennes
- la combe triassico-liasique (coeur de l'anticlinal).

L - Le Synclinal de Bourcia

Le village de Bourcia est installé au coeur jurassique supérieur d'un synclinal de direction SSW - NNE.

Le flanc Ouest est très développé. Il y affleure les terrains du Bathonien au Séquanien avec des pendages faibles de 10 à 15° ESE.

Les ruisseaux du Gos et de la Balme y ont creusé de larges vallées dans les marnes et les marno-calcaires de l'Oxfordien et de l'Argovien.

Au Sud la faille F 30 met en contact le flanc Ouest du synclinal avec la fermeture périclinale de l'anticlinal du Mont Myon.

A la latitude de Bourcia, l'axe du synclinal disparait

Le flanc Est est nettement plus réduit et plus redressé (pendages de 50° WNW) contre la faille F 31.

L'Argovien y a été dégagé au contact des calcaires du Jurassique moyen.

Les terrains les plus récents sont séquaniens, kimméridgiens au coeur du synclinal.

M - La pincée de Dancia

Le flanc Est de l'anticlinal du Mont Myon est limité au Sud du village de Dancia par une pincée jurassique supérieur méridienne limitée par les failles F 37 et F 31.

F 37 disparait au contact de F 31 à la latitude de Dancia.

Vers le Sud, ces deux failles s'écartent l'une de l'autre jusqu'à être séparées de près de 600 m. Les terrains les plus récents y sont séquaniens, kimméridgiens.

C'est à proximité du village de Dancia, au lieu-dit "Sur la Corne" que le compartiment s'observe le mieux.

D'Est en Ouest, sur une distance de 100 m, les terrains affleurant sont les suivants :

- Bajocien supérieur 15° E
- F 31
- Argovien moyen 40° W
- Argovien moyen 70° E
- F 37
- Oxfordo-Argovien 5° SW.

o

o o

IV - LA RETOMBEE VERS LE SURAN

La faille F 31 sépare les structures Ouest des structures Est. D'autre part et c'est là le point qui m'a amené à faire ce sous-chapitre, la torsion qui décale la bordure du Jura de près de 4 km vers l'Ouest, entre Pressiat et Verjon, est presque amortie le long de F 31 ; à cette latitude, l'amplitude de la déformation est seulement de 500 m, soit une réduction de 1/8.

Les compartiments Est ont un pendage tel qu'en bordure du Suran n'affleurent plus que les terrains du Jurassique supérieur (Oxfordien au Nord, Séquanien au Sud). Il y a un plongement général vers le Sud-Est.

A - La faille F 31

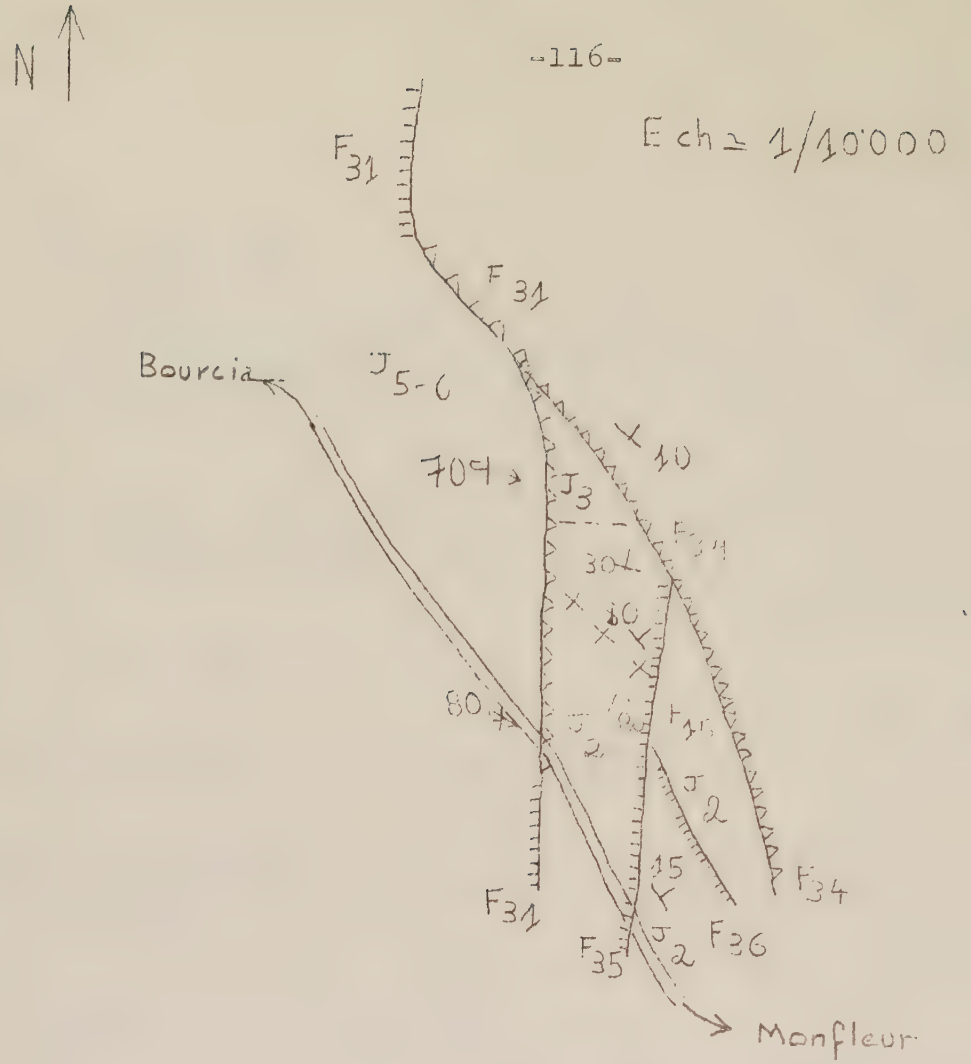
L'examen de cet accident important nous apporte quelques faits remarquables.

Au Nord de Bourcia son orientation est SSW - NNE. C'est une faille inverse à pendage Est. Elle met en contact l'Argovien et le Séquanien avec le Jurassique moyen ; son rejet maximum est de 250 m au Nord de la carte.

Le synclinal de Bourcia à l'Ouest a un axe parallèle à cette faille alors qu'à l'Est, le synclinal de Dalle (NW-SE) est à proximité de F 31.

Au Sud de Bourcia, F 31 est déformé et déplacé de 500 m vers le Sud-Est. Le long de cette torsion, les couches ont été affectées par des déformations complexes ainsi que nous le montre le croquis suivant. Nous y voyons d'Est en Ouest :

- Le Bajocien avec un pendage de 10° NE
- La faille 34 chevauchante et de direction SE-NW
- Le Bathonien à 15° E - La faille F 36 à regard SW
- Un compartiment bathonien avec un pendage de 15° NE
- La faille F 35 à regard Ouest
- Une lanière N-S de Bathonien affectée d'un mouvement anticlinal, d'axe WNW-ESE
- La faille F 31 chevauchante
- L'Argovien à pendage renversé70° à 80° E.



Puis F 31 possède une orientation pratiquement méridienne. Enfin elle tend à s'amortir au Sud de la carte où le rejet n'est plus que d'une cinquantaine de mètres.

Les observations faites à Bourcia même dans une carrière creusée dans les calcaires sublithographiques de l'Argovien de pendage 5° W au point x = 836,5 ; y = 155, nous apportent des renseignements importants :

Ces calcaires en bancs décimétriques, sont découpés par un double système de diaclases verticales.

1°) Le système de diaclases le plus développé a une orientation générale NNE-SSW, la distance entre chaque diaclase est de 10 à 20 cm.

2°) Le second système est E-W, moins net et moins développé.

Les surfaces de fracture du premier système portent des stries de friction orientées NNE-SSW.

Elles sont déformées, la surface est courbe. Chaque banc a glissé vers l'Ouest, les plans gauchis NNE-SSW sont même brisés et décalés par le deuxième système qui a joué horizontalement vers l'Ouest.

Nous avons donc deux temps :

a) La faille F 31 a un rejet horizontal et sépare la zone de bordure de la partie Est ainsi peuvent s'expliquer les structures indépendantes à l'Est et à l'Ouest de cette faille décrochante.

b) Les mouvements tangentiels post-pontiens de glissements du Jura sur la Bresse entrainent le décrochement de la faille F 31 à Bourcia.

B - Le monoclinal de Pouillat Dalle

Entre les villages de Pouillat et de Dalle, le flanc Est du Mont Nivigne est constitué par un monoclinal jurassique supérieur. Les pendages y sont faibles (de 10 à 15° E).

A l'Ouest, ce monoclinal est limité par la faille F 31 à proximité de laquelle les pendages se relèvent et sont de 25 à 30° E.

A l'Est, il est limité par la faille F 34 à regard Est; celle-ci est chevauchante dans sa partie septentrionale où elle disparait au contact de la faille F 31. Au Sud son rejet est maximum et de 100 m.

Au NW, de Pouillat, F 38, à regard ESE, met en contact le Séquanien avec l'Argovien. Puis on a une remontée générale des terrains en approchant de la torsion de la faille F 31 qui s'est effectuée dans le plan de la faille F 34.

Le Jurassique moyen affleure avec des pendages de 20 à 45° E. L'extrémité Nord du monoclinal est affectée par des déformations dues à la torsion de F 31 ainsi que le montre le croquis du paragraphe précédent.

C - Le synclinal de Dalle

Le village de Dalle est installé au coeur de ce synclinal. Le Séquanien supérieur - Kimméridgien horizontal s'y observe.

Son axe méridien jusqu'à la latitude du ruisseau de Bourney monte peu à peu. Au Nord du ruisseau, il a une orientation SE-NW et des terrains de plus en plus anciens y affleurent jusqu'au Bathonien et il disparait au contact de la faille F 31.

Le flanc Ouest est limité par la faille F 34 dont le regard est Est au Sud et Ouest au Nord de Pouillat.

A Dalle, ce flanc est inverse vers l'Est ; les pendages sontrenversés de 70° E. Dans sa partie Nord, les pendages sont normaux de 10 à 30° NE et il chevauche vers le SW sur le monoclinal de Pouillat Dalle.

Le Flanc Est est limité entre le Sud de la carte et Montfleur par l'anticlinal de Dalle. Les pendages y sont de 30° W à Dalle, verticaux à la latitude de Pouillat, 80° ENE au Nord du ruisseau de Bourney.

La faille F 33 qui limite le flanc Est au Nord de Montfleur le fait disparaitre sous les niveaux du calcaire à Entroques qui le chevauche.

Dans la côte du Frénet, j'ai observé, du SW vers le NE :

- l'Argovien normal à 30° NE
  l'Argovien inverse à 80° NE
- un crochon de faille dans l'Entroque avec des pendages Ouest.
- l'Entroque avec un pendage de 10° NE.

En résumé, ce synclinal est déversé vers le Sud Ouest dans sa partie Nord et vers l'Est dans sa partie Sud.

Son axe a un plongement vers le Sud.

Il semble y avoir eu un couple de force dont l'axe se serait trouvé entre Pouillat et Montfleur .

D .. L'anticlinal de Dalle

Il se développe dans le Jurassique supérieur au Sud de Montfleur, son coeur est argovien et largement dégagé par l'érosion. L'axe est méridien. C'est un anticlinal déversé vers l'Est.

Le flanc Ouest est constitué des calcaires et des marno-calcaires du Séquanien et de l'Argovien. Les pendages y sont de 70 à 80° W. Il est limité par le synclinal de Dalle.

Le flanc Est est inverse, de pendage 80° E. Il est limité par la faille F 33 dont le regard est Est au Sud de Montfleur où elle est inverse, puis chevauchante vers l'extrême Sud où les calcaires argoviens de l'anticlinal de Dalle viennent se superposer au Séquanien.

Il est intéressant de constater qu'à la latitude de Cuisiat l'anticlinal du Mont Myon, puis le synclinal de Dalle et l'anticlinal de Dalle sont déversés vers l'Est.

E - La faille F 33

C'est une digitation de la faille F 31 de direction NW-SE. Elle chevauche, vers le SW, le synclinal de Dalle dans sa partie Nord.

A Montfleur, elle est verticale avec un regard Ouest.

Elle s'amortit au Sud de ce village pour réapparaitre avec une direction Nord-Sud et un regard Est.

Finalement au Sud, elle devient inverse et même chevauchante vers l'Est.

Le maximum de rejet est de 200 m au NW de Montfleur.

F - L'anticlinal de la Boissière

Il se développe au Nord de Bourcia, à l'Est de la faille F 31. Le coeur est constitué par les calcaires du Bajocien inférieur.

L'axe de cet anticlinal est NNE-SSW dans sa partie Nord, puis il est faillé diagonalement par F 32 d'orientation NW-SE et de regard SW.

Dans le compartiment Sud, où est construit le hameau de la Boissière, cet axe est légèrement décalé vers l'Est et possède alors une orientation méridienne.

Les affleurements, qui sont visibles le long du chemin qui va de Bourcia à Broissia, permettent de faire une coupe de cet anticlinal.

Le flanc Ouest est réduit. Les pendages des calcaires à Entroques sont de 25° WSW au contact de la faille F 31.

Dans le hameau de la Boissière, les pendages sont de 15° ENE.

Le flanc Est se développe à partir de là avec des pendages s'accentuant jusqu'au Callovien où ils sont de 40° ENE. Enfin, dans le Jurassique supérieur, ces pendages oscillent entre 30° et 40° ENE.

Au Sud, l'anticlinal de la Boissière est limité par la faille F 33 où il chevauche sur le synclinal de Pouillat Dalle.

G - Le monoclinal de Montfleur

Le flanc Est de l'anticlinal de la Boissière subsiste seul au Sud-Est de Bourcia. Son prolongement vers le Sud forme un monoclinal à pendage Est affecté d'un léger plongement vers le Sud. Le Jurassique moyen (Bajocien) affleure au Nord au contact de F 33, le Séquanien au Sud au contact de cette même faille.

Les pendages sont 30° à 40° ENE au Nord de Barézia où le monoclinal chevauche sur le synclinal de Dalle ; à Barézia, il subit une torsion et les pendages passent de 60° ENE à 60° E. Enfin, vers le Sud, les pendages sont très redressés au contact de F 33 et à la latitude de Lassera, sur la rive Ouest du Suran, il se renverse et le pendage est alors de 80° WSW.

Ce monoclinal est limité à l'Ouest par la faille F 33, à l'Est par le Suran.

o

o o

CONCLUSION TECTONIQUE

Pour terminer cette étude tectonique, il faut faire quelques remarques, ajouter quelques observations qui seront développées ainsi :

- la partie chevauchée : essai d'interprétation
- le Jura : étude de quelques surfaces listriques
  essai de datation relative des différents accidents
- les problèmes posés par l'étude tectonique de la région.

I - LA PARTIE CHEVAUCHEE : ESSAI D'INTERPRETATION

Les sondages de la région de Lons-le-Saunier (A. Bonte, J. Goguel, 1951) ainsi que ceux du Revermont (P. Michel, G.Appert J. Lavigne, 1951) ont montré que la bordure du Jura constituait, dans cette région, un large chevauchement sur la Bresse, d'une ampleur reconnue de plus de 7 km dans la région de Lons-le-Saunier.

Un certain nombre de faits permet d'essayer de comprendre et de connaitre quelques traits généraux des structures chevauchées entre Saint-Amour et Treffort.

Ainsi, avant d'essayer d'avoir une vue synthétique de cette partie cachée de la bordure du Jura, nous examinerons :
1 - quelques traits caractéristiques de la tectonique de surface
2 - les données géophysiques
3 - les résultats des sondages profonds.

1°) La tectonique de surface

Les traits suivants sont probablement importants par rapport aux traits de la structure profonde.

a) La torsion de Verjon - Pressiat. Elle rejette le contact du Jura et de la Bresse d'environ 4 km vers l'Est. La faille méridienne F 31 qui se trouve à 3 km à l'Est de la Bresse au Sud de Pressiat, est déplacée de 500 m vers le NW au droit de cette torsion. Les structures à l'Est du Suran ne sont pas influencées par la torsion.

b) Entre Saint-Amour et Coligny , les plis sont déversés vers l'Ouest ; leur flanc Est est normal, de pendage faible, alors que leur flanc Ouest est déversé.

c) Au Sud de Pressiat, ils sont déversés vers l'Est et bien plus accentués.

Ces constatations permettent de supposer qu'il existe des structures profondes différentes entre les zones Nord et Sud ayant entrainé dans un dernier stade un chevauchement plus important du Jura sur la Bresse dans la partie septentrionale que dans la partie méridionale.

2°) Les données de la géophysique

Elles ont été fournies par des campagnes d'étude effectuées par le B.R.G.G. et publiées par J. Goguel (1948).

a) Tellurique

Le coefficient d'anisotropie dans les courants telluriques nous donne une idée du front du chevauchement du Jura sur la Bresse.

L'anisotropie tellurique est bien plus forte dans la zone jurassienne que dans le domaine bressan où le coefficient d'anisotropie moyen est inférieur à 10.

Le tableau suivant nous montre les caractéristiques électrotelluriques du passage du Jura à la Bresse qui sont données par la planche n° 7.

Localité	Cuiseaux	Sâlavre	Treffort	Meillonnas
distance entre les courbes d'anisotropie 65 et 10	4 km	5 km	2 km	0,8 km
distance entre les courbes d'anisotropie 160 et 10		6 km		1,5 km

Nous constatons que du Nord au Sud nous avons un serrage important des courbes.

Le rapport des distances entre les mêmes courbes à Sâlavre et à Treffort est de 2,5 à 1 , entre Sâlavre et Meillonnas de 4 à 1. Ce qui correspondrait à un enfoncement beaucoup plus rapide du Jura dans la zone Sud. Ceci étaye notre hypothèse d'une diminution notable de l'importance du chevauchement dans cette région.

b) Gravimétrie

La carte des anomalies de Bouguer (pl. 8) nous montre une intéressante variation de densité entre la zone qui se trouve au Nord de Civria et celle qui est au Sud de ce village.

région	valeur ponctuelle de l'anomalie	observation	points de comparaisons
Zone Nord	L'Aubespin - 19 mgal Civria - 21,6 mgal	anomalie de moins de - 25 mgal	Cousance - 11 mgal
Zone Sud	Pressiat - 26,5 mgal Cuisiat - 26,7 mgal Montfleur - 27,5 mgal Germagnat - 27,4 mgal	anomalie de plus de - 25 mgal	massif de la Serre - 11 mgal

Sur la carte des anomalies de Bouguer, nous voyons une bande lourde méridienne correspondant à la bordure du Jura disparaitre à la latitude de Civria.

Ce qui entraine, que l'anticlinal du Mont Myon et ceux qui le relaient vers le Sud affectent moins la densité moyenne que ceux qui sont au Nord.

Par comparaison, nous voyons que la zone lourde du Nord nous donne une densité équivalente aux densités les plus fortes du massif de la Serre.

Ce qui peut correspondre à un socle beaucoup plus proche au Nord qu'au Sud.

3°) Résultats des sondages profonds

Nous avons vu précédemment que les forages du Mont Myon avaient traversé fort peu de Trias, d'ailleurs sans zone salifère dans l'anticlinal chevauchant : la légéreté relative de cette région ne peut donc pas être attribuée à du sel peu profond. L'examen du tableau suivant, résumant les caractéristiques de la zone chevauchée dans trois forages effectués dans la zone qui nous intéresse, permet de compléter les interprétations précédentes.

Sondage	Cui 101 (SNPA. 1965)	JR 101 (RAP, 1951)	JR 103 (RAP, 1951)
Commune	Cuiseaux	Pressiat	Cuisiat
Coordonnées	x = 833,215 y = 171,435 z = 240,22 m	x = 835,94 y = 151,72 z = 468 m	x = 835,63 y = 149,50 z = 410 m
Terrains reposant sur le chevauchement	Tortonien	Keuper	Aalénien en position renversée
Altitude de la surface du charriage	- 36 m	- 142 m	- 187 m
Etages traversés dans la partie chevauchée	Aquitanien à Keuper	Argovien à Keuper	Séquanien à Valanginien
Altitude du toit du Keuper bressan	- 2100 m	- 1124 m	?
Structure de la partie chevauchée	Champ de fractures	monoclinal de pendage fort normal	monoclinal inverse couché (flanc synclinal)

De la surface à l'altitude de - 36 m, le sondage de Cuiseaux a traversé le Tertiaire. A cette dernière altitude, l'outil a remonté des éléments d'une brèche avant d'entamer les calcaires aquitaniens. Or par rapport aux coupes faites, il manque une partie du Tortonien ; d'autre part cette brèche n'est connue que dans ce forage ; en général la transgression miocène se caractérise par un conglomérat de base bien roulé.

Donc, j'interprète cette brèche comme marquant la surface du charriage du Jura sur la Bresse, à la limite occidentale des lambeaux de poussée du front du chevauchement.

La partie chevauchée est constituée à Cuiseaux d'une série à fort pendage recoupée par des failles. L'altitude du toit du Keuper est de - 2100 m ; ces caractères montrent que nous sommes dans le champ de fractures de la bordure orientale de la Bresse, dont le rejet est de plus de 1000 m entre Cuiseaux et Pressiat et de 2500 m entre Cuiseaux et Nanc.

Les sondages du Mont Myon nous montrent que la zone chevauchée y est constituée par un synclinal jurassique supérieur à crétacé renversé au niveau de Cuisiat et confirme que l'altitude du socle est telle qu'il ne peut y avoir une zone lourde sous le Mont Myon. Une dernière remarque nous amène à constater que la surface du chevauchement passe du Nord au Sud sur une distance de 22 km de l'altitude de 36 m à celle de 187 m, c'est à dire une pente d'environ 6,86 m au kilomètre.

4°) Conclusion sur la partie chevauchée

Pour J. Goguel (1948), les données de la géophysique, dans la région qui nous intéresse, peuvent être interprétées ainsi :

- une zone lourde, au Nord, séparée de la zone Sud par des failles parallèles aux accidents du massif de la Serre.

- Au Sud, une zone légère dont le déficit de densité peut provenir de plusieurs causes (par exemple, le Bassin carbonifère de Lons-le-Saunier donne une anomalie négative de la pesanteur bien marquée). Les sondages ont montré que cette anomalie n'était due ni à la présence de Carbonifère, ni à celle d'un dôme salifère ni à un piège à pétrole.

Il me semble donc logique d'admettre, qu'il existe deux compartiments séparés par une faille SW - NE et limités à l'Ouest par le champ de fractures bressan. Ce champ de fractures aurait une position plus occidentale dans la zone Nord que dans la zone Sud.

D'autre part, nous savons qu'avant le charriage, la zone Sud était caractérisée par une surface d'érosion (A. Lefavrais-Raymond, 1962), y faisant affleurer le Jurassique supérieur et le Crétacé et que la tectonique devait y être déjà bien marquée au Pontien (présence d'un synclinal couché sous le Mont Myon).

Au Nord, l'anomalie de la pesanteur est telle que nous pouvons imaginer une remontée considérable du socle ; le chevauchement y est facilité par des niveaux plastiques, marnes du Lias ou du Trias (l'injection de Trias à proximité de la faille F 2 à Saint-Amour entre deux compartiments de Jurassique moyen, montre le rôle de ces niveaux).

En résumé :
- la zone Sud est caractérisée par des structures du Jurassique supérieur et du Crétacé

- la zone Nord serait constituée, sous le chevauchement par le Lias et le Trias plastiques.

II - LE JURA

1°) Etude de quelques surfaces listriques

J'ai examiné en détail quelques surfaces listriques à proximité de failles reconnues.

Je date ainsi les fractures : le premier système est le plus ancien ; il est recoupé par le deuxième système plus récent qui a entrainé un déplacement et une déformation des différents panneaux du premier système.

Le tableau suivant permet de coordonner ces observations.

commune	Treffort	Bourcia	Coligny	Coligny
coordonnées	x = 833,80 y = 145,22	x = 836,50 y = 155	x = 831,12 y = 158,42	x = 831,92 y = 159,58
Etage	Argovien	Argovien	Séquanien	Bajocien sup.
Pendage des couches	0°	5° W	40° E	90°
1er système de fractures verticales	NNE - SSW	NNE - SSW	N-S	N-S
Stries	horizontales	horizontales	horizontales à 30° S	verticales
2e système de fractures verticales	E-W	WNW - ESE	E-W	E-W
Stries	verticales à pendage léger S.	horizontales	horizontales	horizontales à léger pendage W.

Nous pouvons faire quelques remarques sur ce tableau :

1 - les observations faites dans le Jurassique supérieur nous donnent toutes un premier système de frictions méridiennes à NNE-SSW.

2 - A Coligny, les cassures méridiennes de la Grande Oolite se sont traduites par des mouvements verticaux.

3 - Tous ces systèmes de fractures subméridiennes , qu'ils aient joué horizontalement ou verticalement sont marqués par des fractures plus tardives E-W.

2°) Essai de datation relative des différents accidents

J'ai groupé dans le tableau suivant la succession des déformations ayant abouti à la tectonique actuelle, suivant les différentes zones. Ce tableau est interprétatif et ne constitue qu'une essai ainsi qu'il l'est précisé dans le titre.

En examinant les différentes colonnes, il apparait que les traits principaux de la tectonique devaient exister avant le Pontien, daté, ainsi que nous le verrons, par des lambeaux de surface d'érosion matérialisés en particulier par la zone des lanières de bordure. Si cette datation est exacte, la torsion du Jura entre Verjon et Pressiat devait exister avant le chevauchement du Jura sur la Bresse.

Essai de comparaison de la formation des accidents principaux

Age probable \ différentes zones	les lanières de bordure	Anticlinal de Nanc-Salavre	Anticlinal du Mont Myon	Pincée de Senaud - Dingier	Retombée vers le Suran
	Faille F1, chevauchement général du Jura sur la Bresse				
Post-Pontien	Chevauchements locaux compression de D 6	chevauchements locaux rejeux verticaux de F7, F8	déformation de l'anticlinal	décrochement D7	torsion de F 31
Anté-Pontien	Torsion D6 et D8 formation des plis	Torsion anticlinal et faille F8	synclinal de Civria anticlinal et faille F39	Torsion compression de la pincée	anticlinal de la Boissière synclinal de Dalle
Stampien et Sannoisien	Failles méridiennes (distension) effondrement de la Bresse	faille F 7		Failles F19 et F20 (distension et effondrement	F 31
Eocène	flexure (bordure Jura Bresse)		flexure (bordure Jura Bresse)		

L'amortissement rapide de cette torsion vers l'Est s'explique difficilement par les mouvements qui ont entrainé le charriage lédonien et son prolongement vers le Sud. Dans ce cas la torsion de F 31 au niveau de Bourcia peut fort bien n'être pas contemporaine de la torsion Verjon - Pressiat et résulter simplement des mouvements post-pontiens.

III - LES PROBLEMES DE CETTE TECTONIQUE

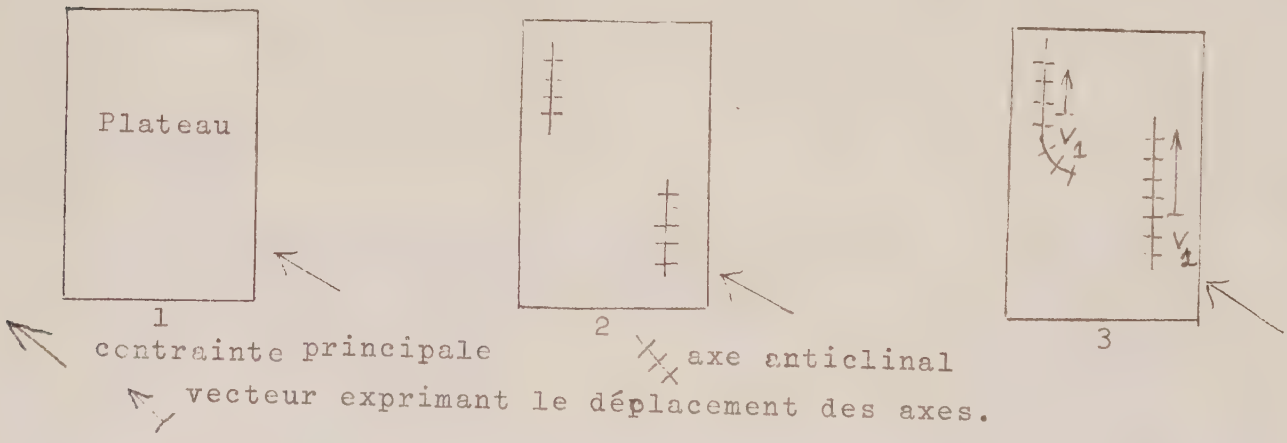
Nous avons constaté que la curieuse torsion du Jura entre Coligny et Pressiat n'était pas due à un décrochement NW - SE et que les accidents observés en surface sont toujours locaux.

L'élaboration de cette structure implique une histoire compatible avec les faits suivants :

- son amortissement rapide vers l'Est
- la tectonique souple dont elle témoigne
- l'impossibilité de considérer les anticlinaux de Nanc Salâvre et du Mont Myon comme se relayant l'un l'autre.

Les croquis suivanta permettent de donner une explication.

Hypothèse de formation de la structure de Verjon - Pressiat



1 - une contrainte principale oblique est appliquée à un plateau

2 - cette contrainte entraine la formation d'anticlinaux parallèles.

3 - Pour une raison quelconque, alors que les torsions appliquées tendent à faire déplacer le plateau d'un seul bloc, l'un des anticlinaux se déplace moins que l'autre alors que la direction et le sens du déplacement sont identiques. Il se produit une torsion dans l'axe d'un des anticlinaux, torsion résultant du déplacement relatif des anticlinaux l'un par rapport à l'autre égal V2 - V1.

Tous ces mouvements ont eu lieu ainsi que nous l'avons vu durant la première partie du Miocène. A la fin du Pontien, le chevauchement général du Jura sur la Bresse déforme ces structures entrainant le renversement vers l'Ouest des anticlinaux ainsi que la formation du décrochement D 7.

Nous voyons aussi que la faille F 31 semble avoir séparé très tôt la partie Ouest du terrain étudié de la partie Est.

L'essai d'interprétation de la partie chevauchée nous a entrainé à envisager à la suite de J. Goguel (1948) une fracturation de direction varisque dans la partie chevauchée et la Bresse. Les éléments probants manquent pour conclure sur cette fracturation.

MORPHOLOGIE et HYDROLOGIE

---------oOo--------

Dans ce court chapitre, nous examinerons successivement

- les éléments morphologiques du terrain étudié
- l'hydrologie de la région.

o

o o

I - MORPHOLOGIE

Le contact d'une chaine plissée, le Jura, avec une plaine d'accumulation, la Bresse, explique la morphologie particulière de cette région.

Les nombreux faits déjà analysés au cours des chapitres précédents permettent d'esquisser l'historique de la formation du relief actuel.

J'ai distingué les éléments suivants :

1°) La surface éocène (planche n° 9)

- Les couches du Crétacé puis du Jurassique supérieur ont été arasées à l'Eocène inférieur et moyen ; cette surface est datée par les dépôts de l'Eocène supérieur qui la fossilisent.

- Elle a été tectonisée au Miocène supérieur ; sa position actuelle est telle (renversée à verticale) qu'elle recoupe la surface topographique de façon linéaire à Verjon, Pressiat, Cuisiat et Treffort.

2°) La surface pontienne

Trois groupes d'éléments aujourd'hui séparés peuvent être rapportés à cette surface.

a) Le plan de charriage du Jura sur la Bresse. Il a été reconnu aux altitudes de - 142 m et de - 187 m. Il s'agit d'une surface d'érosion recoupant des structures déjà bien marquées.

b) La zone des lanières de bordure : où les failles ont été entièrement nivelées mais qui a subi un léger dégagement structural récent.

c) La zone de l'anticlinal du Mont Myon arasée puis déformée enfin reprise par une érosion structurale récente où subsistent des éléments pontiens déformés.

L'analyse de ces trois lambeaux de surface montre :

- que la surface pontienne s'est établie sur des structures bien marquées.

- que des mouvements verticaux importants ont affecté la région au post-Pontien avant le charriage du Jura sur la Bresse (1000 m séparent le plan de charriage du point le plus haut de l'enveloppe de l'anticlinal du Mont-Myon).

- que les mouvements tangentiels postérieurs au Pontien ont déformé des plis déjà existant.

3°) Les éléments postérieurs aux surfaces tertiaires

a) La plaine bressanne

Le ravinement ancien des sédiments pliocènes pau consolidés, ainsi qu'un alluvionnement plus récent, donnent une morphologie très molle de collines arrondies et de larges vallées à fond plat.

b) La jonction entre la plaine bressanne et le Jura s'effectue différemment dans les parties Nord et Sud du terrain.

Au Nord, par une surface polygénique d'âge miocène à quaternaire, sur laquelle s'observent :

- des éléments pontiens (croûtes manganésifères tectonisées)
- des éléments pliocènes de faciès sidérolithique
- des placages d'argiles à chailles dont l'âge peut aller du Miocène au Quaternaire ancien.

Cette surface complexe disparait sous la Bresse vers l'Ouest ; à l'Est elle est interrompue par le relief des premiers crêts jurassiens au niveau des failles F 7 et F 8.

Elle a subi un rajeunissement quaternaire (ravinement suivi d'un alluvionnement récent).

Au Sud, un glacis quaternaire étroit fait la jonction entre les abrupts des premiers crêts jurassiens avec la plaine bressanne, sans qu'on puisse identifier la surface polygénique précédente.

c) Le Jura proprement dit :

Il est caractérisé par une morphologie d'apparence juvénile, en réalité il s'agit du démantèlement de la surface pontienne soulevée et déformée selon un processus déjà cité et étudié par de nombreux auteurs.

J'y ai distingué une région Nord où le démantèlement structural n'a laissé subsister aucun témoin de la surface pontienne et une zone Sud où existent encore quelques témoins de cette surface.

4°) Conclusion

Les effets de l'érosion pliocène et quaternaire ont fait disparaitre en certains points les éléments géomorphologiques tertiaires.

Les périodes glaciaires ont du fortement marquer ce démantèlement, la place des témoins périglaciaires reconnus (accumulation de groise au pied des falaises) permet de supposer que le paysage que nous connaissons doit être peu différent de celui qui marque la fin de la dernière glaciation.

Les glaciations n'ont pas laissé de dépôts nets comme dans la région des reculées. Sans doute la topographie ne permettait-elle pas le développement de glacier et seule pourrait être considéré comme un cône fluvioglaciaire l'accumulation de matériaux altérés au débouché des vallées de Cuisiat.

II - HYDROLOGIE

La région qui nous intéresse peut être divisée en trois zones hydrologiques distinctes.

- une zone drainée vers la Bresse
- des bassins fermés
- le bassin versant du Suran

1°) La zone bressanne

Les eaux s'y écoulent à partir d'une région karstique orientale, vers la plaine bressanne imperméable, caractérisée par des circulations aériennes.

Sur la carte hydrologique, nous voyons qu'un chevelu serré correspond à cette plaine où à des circulations s'effectuant en bordure du Jura à une altitude proche de ce niveau de base.

Les circulations aériennes disparaissent au contraire pratiquement dès que l'altitude s'élève.

Deux rivières collectent ces eaux : - le Solnan
- le Sevron.

a) Le bassin du Solnan

Le Solnan rassemble la majeure partie des eaux de la région avec :

- à l'Est, les plis de bordure : anticlinaux de Nanc - Salâvre, de la Mouria, du Mont Myon, jusqu'à la latitude de Cuisiat, qui forment une zone karstique d'alimentation du réseau.

Il faut remarquer que la couverture végétale rend difficile l'observation du degré de karstification de cette région.

Deux gouffres y ont été reconnus :

Le gouffre de l'Aubespin découvert en 1962 lors de travaux de la ferme Thuyot, et exploré cette même année par le S. C. Vulcain du C.A.F. de Lyon. La description est la suivante :

- 1er puits oblique de 12 m
- 1re salle de 3 m de haut assez importante
- 2e puits de 15 m
- 2e salle spacieuse.

Enfin, un méandre conduit à une 3e salle où coule un ruisselet qui se perd dans un boyau impénétrable.

La profondeur totale est de 40 m.

Ce gouffre est creusé dans les couches redressées du Jurassique moyen. Il doit atteindre une rivière souterraine issue de la combe liasique de l'anticlinal de Nanc.

Le gouffre de Civria. Les coordonnées sont x = 834,94; y = 153,92 ; z = 425.

Il s'ouvre sur la bordure Est de la route de Roissiat à Civria, à la limite du Bathonien et du Bajocien dans les calcaires de la Grande Oolite de pendage 15° N.

Ce gouffre débute par un petit laminoir creusé dans un interstrate qui débouche dans un puits de 2 à 3 m de large et de 40 m de profondeur. Le fond est colmaté par des argiles de décalcification. Les eaux de pluie les plus fortes sont absorbées par cette bouche après avoir été collectées dans la combe bathonienne.

- Le long de l'anticlinal de Nanc, les eaux réapparaissent de façon importante en deux points:

. Aux résurgences de la reculée cluse de Salâvre où aboutissent probablement en partie les circulations venant du bassin fermé de Senaud. Des galeries sèches creusées à mi-falaise témoignent d'anciens drainages, recoupés lors de la formation de la reculée.

. A la résurgence du Solnan qui a le plus gros débit de toutes les sources de cette région ; elle est établie sur la fermeture périclinale de l'anticlinal de Nanc - Salâvre au contact du décrochement de Verjon.

Elle est constituée par une suite d'entonnoirs vauclusiens où doivent réapparaitre une partie des eaux du bassin fermé de Lanéria.

- A l'Ouest, la zone des lanières donne une série de sources qui jaillissent pour la plupart dans le Jurassique moyen le long des pincées de Champ Picquenous et de Chazelles.

D'autre part, cette zone est parsemée de petites sources donnant des ruisseaux temporaires qui disparaissent rapidement à l'intérieur du karst.

Le Solnan reçoit aussi les eaux du Pliocène et des sources du Mont Myon.

b) Le bassin de Sevron

Il collecte principalement les eaux de l'extrémité Sud de l'anticlinal du Mont Myon ainsi que celles qui sourdent au contact du Jurassique et du Tertiaire.

2°) Les bassins fermés

a) Le bassin de Senaud

Il coïncide avec la dépression marquant la partie Nord de la pincée de Senaud - Dingier. Les eaux qui disparaissent aux points bas rejoignent probablement les résurgences de Salâvre.

b) Le bassin de Lanéria

Les eaux de la vallée de Lanéria sont absorbées par une série de pertes établies au contact de l'Oxfordien et du Callovien.

Elles s'écoulent alors soit en direction du Solnan, soit en direction du Suran.

3°) Le bassin du Suran

Cette rivière serpente sur les niveaux du Jurassique supérieur.

Sur les feuilles de Moirans 1 et 5, dans la zone qui nous intéresse, les structures ont un pendage général vers le Sud-Est : l'écoulement se fait vers le Suran.

L'affluent drainant principal est le ruisseau de la Balme d'Epy qui jaillit au coeur d'un synclinal séquanien.

L'étude du bassin de cette rivière est actuellement en cours.

4°) Conclusion

Les circulations aériennes sont localisées dans la plaine bressanne, dans la vallée du Suran.

L'enfoncement des eaux est très rapide dans le karst qui couvre la majeure partie de la région étudiée, mais les conduits pénétrables sont peu importants et probablements récents.

Il faut signaler quelques galeries fossiles témoins probables de l'ancienne surface pontienne, comme la Grotte à l'Ours, qui s'ouvre à la cote 760, à proximité du point culminant du Mont Nivigne et celle de la Cabatane à l'Est de Treffort. Ces galeries sont incompatibles avec le bassin d'alimentation actuel qui est pratiquement nul.

J'ai en outre déjà signalé des circulations anciennes suspendues dans la reculée de Salâvre.

C O N C L U S I O N G E N E R A L E

--------oOo-------

Avant d'aborder le coté positif de cette étude, il me faut faire quelques remarques quant aux imprécisions qui subsistent.

Au point de vue cartographique :

La zone des lanières de bordure est la région où l'interprétation a été à la fois la plus difficile et la plus grande.

Le quadrilatère de 3 km3 compris entre les failles F37 et F 34, au Sud du village de Pouillat a été levé rapidement au début de l'hiver si bien que l'interprétation cartographique peut être discutée.

En ce qui concerne la stratigraphie, il serait intéressant d'effectuer une étude granulométrique et morphoscopique des sédiments du Tertiaire, y rechercher des fossiles utilisables en stratigraphie, enfin s'attaquer à l'étude systématique de l'origine des éléments exotiques afin d'en déterminer,si cela est possible, leurs provinces d'origine.

Après ces quelques restrictions, nous pouvons rappeler les résultats importants de ce travail.

Cette étude a permis de dresser une carte géologique détaillée et de préciser la série stratigraphique qui va du Trias au Quaternaire.

Les éléments nouveaux se rapportent pour la plupart à l'histoire tertiaire de la région avec la découverte de dépôts de l'Eocène supérieur, d'affleurements nouveaux oligocènes et miocènes ainsi que de croûtes pontiennes jusqu'alors négligées.

Les dispositions tectoniques locales ont pu être précisées ainsi que les éléments géomorphologiques.

Enfin, l'histoire de cette partie du Jura au Tertiaire peut être résumée ainsi. Elle a déjà été évoquée par de nombreux auteurs. J'essaierai simplement de donner quelques précisions basées sur ce travail régional.

1°) Eocène

a) A l'Eocène inférieur la bordure du Jura est émergée et soumise à une érosion qui atteint le Jurassique supérieur sur la flexure qui marque déjà la limite du Jura et du fossé bressan.

b) A l'Eocène supérieur, il se dépose sur cette surface un sédiment lacustre témoignant d'un climat chaud à saisons contrastées : la gompholite rouge de base dont les gisements principaux sont ceux de Courmangoux et de Treffort.

2°) Oligocène

a) au Sannoiso-Stampien, le champ de fractures de la bordure de Bresse se forme, tandis que le fond du lac bressan s'enfonce ; les reliefs bordiers sont soumis à un fort démantèlement dont les éléments vont former les conglomérats stampiens dont la base renferme des éléments éocènes.

Un arrêt de sédimentation semble marquer le sommet des sédiments stampiens.

b) à l'Aquitanien, on constate un affaissement lent du fossé bressan et une diminution de l'activité érosive sur les crêts jurassiens. A la fin de l'Oligocène, des émersions locales sont accompagnées d'une altération et d'une érosion des dépôts.

3°) Miocène

a) La première partie du Miocène est caractérisée par l'arrivée de la mer dans la dépression bressanne avec le dépôt du poudingue de base puis de la Molasse marine.

A la fin du Tortonien, la mer se retire ; sur le Jura la majeure partie des plis actuels étaient alors formés.

b) Le Miocène supérieur est marqué par les dépôts de formation lacustre fine à lignite en Bresse, alors que le Jura est soumis à une érosion continue qui finit par araser les reliefs (surface pontienne).

A la fin du Pontien, la tectonique jurassienne reprend de la vigueur : quelques failles rejouent compartimentant la surface pontienne ; d'autre part, c'est à ce moment là qu'intervient le charriage du Jura sur la bordure de la Bresse.

4°) Pliocène

Le calme général revient, l'Aar Doubs s'établit et alimente en éléments alpins la cuvette bressanne ainsi que le montre un petit gravier de radiolarite trouvé à Verjon.

Les cours d'eaux descendant vers la Bresse entament la surface pontienne déformée. Cette érosion se poursuit durant le Quaternaire, peut-être avec l'aide momentanée de glaciers dont les traces restent discutables.

LISTE DES AUTEURS CITES ET DES PRINCIPAUX OUVRAGES CONSULTES

APPERT M., LAVIGNE G., LEFAVRAIS-RAYMOND A., BONTE A., LIENHARDT G., RICOUR J. - 1953 - Le contact Jura-Bresse dans la région de Lons-le-Saunier. Bull. Soc. Géol. Fr. 6e série, t. 3, fasc. 7-8, p. 593-612

BLAISON J. - 1961 - Stratigraphie et zonéographie du Lias inférieur des environs de Lons-le-Saunier (Jura). Ann. Sci. Univ. Besançon, 2e série, Géologie, fasc. 15, p. 35-138

BLAISON J., CONTINI D., DUPLESSIS-KERGOMARD D. - 1966 - Présence d'*Euaptetoceras amplectens* (S. BUCKMAN) dans l'Aalénien supérieur du Jura. Bull. SH.N.D., n° 68, fasc. 4

BONTE A. - 1943 - Les effondrements directionnels du Jura et leur signification tectonique. C.R. Soc. Géol. Fr., n° 9.

- - 1943 - Contribution à l'étude tectonique du Vignoble aux environs de Lons-le-Saunier (Jura). Bull. Soc. Géol. Fr. 6(2)

- - 1943 - Le rôle du sel dans la tectonique du Jura. C.R. Soc. Géol. Fr., n° 3, p. 34.

- - 1955 - Sur quelques aspects de la dissolution des calcaires. 80e congrès des Sociétés Savantes. p. 109-116, PF

- - 1962 - Les remplissages karstiques. Sedimentology, 2

BOURGEAT E. - 1888-89 - Observations sommaires sur les principales formations géologiques du Jura méridional. Bull. Soc. Géol. Fr., 3e série, XII, p. 718-727

- - 1890-91 - Quelques observations nouvelles sur le Jura méridional. Bull. Soc. Géol. Fr., 3e série, XIX, p. 166-169

BOURGEAT E. - 1905 - Sur la bordure occidentale du Jura entre Saint-Amour et Salins. Bull. Soc. Géol. Fr., 4e série, t. 5.

" " - 1909 - Sur quelques lambeaux de sables cristallins dans la région Sud-Ouest du Jura. Mém. Soc. Géol. Fr., 4e série, tome IV, p. 372-374.

" " - 1887 - Recherches sur les formations coralligènes du Jura méridional. Lille, Thèse.

BULLE J., DUPLESSIS-KERGOMARD D. & ROLLET M. - 1967 - Découverte de poches avec remplissage de manganèse dans la région de Saint-Amour (Jura). Bull. S.H.N.D., n° 69, fasc. 2.

CAIRE A. - 1953 - Remarques sur la tectonique de couverture et les grands accidents transversaux du Jura occidental. Bull. S.H.N.D., n° 62, fasc. 1.

" " - 1956 - A propos des surfaces d'érosions antérieures et postérieures au chevauchement du vignoble. Bull. S.H.N.D., n° 60, p. 10.

" " - 1956 - Relations entre les plans de failles et les surfaces axiales des plis dans les faisceaux du Jura externe. Bull. S.H.N.D., n° 60, p. 10

CAIRE A., GRAVELLE M. & MATTAUER M. - 1956 - Sur quelques formations sédimentaires d'âge récent observées sur les surfaces d'érosion du Jura. Bull. S.H.N.D., n° 60, p. 11-12

CAIRE A. - 1960 - Problème de tectonique et de morphologie jurassienne. Mém. Soc. Géol. Fr. (à la mémoire de P. Fallot). t. II, p. 105-158

Carte géologique de LONS LE SAUNIER au 1/50.000, 1re édition, 1967

Carte géologique de SAINT CLAUDE au 1/80.000, 1re édition 1894, 2e édition, 1965

CHABOT G. - 1913 - Le Revermont. Annales de Géographie, p. 399-416

CHOFFAT P. - 1878 - Esquisse du Callovien et de l'Oxfordien dans le Jura occidental et méridional. Séance du 9 février Mém. Soc. Emul. Doubs. 5e série, tome III

CHAUVE P. - 1959 - Bibliographie géologique du Jura français. Ann. Univ. Besançon, 2e série, Géologie, fasc. 9, p. 103-119

CHOLLEY A. - 1933 - Recherches sur les surfaces d'aplanissements tertiaires dans le Jura méridional. Congrès International de Géographie. t. II, section 2, fasc.1, p. 504.

CLIN M. - 1967 - Interprétations en chaine plissée sous faible couverture : le Jura méridional. Etages tectoniques, Colloque de Neuchâtel, 18-21 avril 1966, Inst. de Géologie. p. 315-332.

COMITE FRANCAIS DE STRATIGRAPHIE - 1962 - Résultats du Colloque international du Jurassique, Luxembourg, août 1962. C.R. Soc. Géol. Fr., n° 9, p. 271-272.

COUTELLE A. - 1967 - Etude géologique du Revermont dans la région de Cézériat (Jura méridional). D.E.S. Sc. Nat. Paris, juin 1967.

DELAFOND M. & DEPERET C. - 1893 - Les terrains tertiaires de la Bresse. Etude des gites minéraux de la France. Paris, Imprimerie Nationale.

DENIZOT G. - 1958 - L'étage aquitanien et la limite Oligocène - Miocène. Colloque sur le Miocène. Comptes-rendus du Congrès des Sociétés savantes. Aix-Marseille.

DOMINJON P., ENAY R. & MANGOLD C. - 1964 - Note préliminaire sur le Bathonien inférieur du Bugey (Jura méridional). Bull. Soc. Géol. Fr. (7), t. VI, n° 4, p. 224-534.

DREYFUSS M. - 1935 - Les marnes du Lias de Franche-Comté. Besançon, Imprimerie de l'Est.

- - 1938 - Quelques remarques sur la structure de la bordure Ouest du Jura et de la région de Saint-Amour. C.R. Soc. Géol. Fr., n° 11, p. 179-180.

- - 1950 - Remarques sur l'Argovien du Jura. Bull. S.H.N.D., n° 54, p. 31-41.

- - 1954 - Le Jura dans les mers du Jurassique supérieur. Essai sur la sédimentation et la paléogéographie dans leurs rapports avec les déformations. Mém. Soc. Géol. Fr., t. XXXIII, fasc. 1, n° 69.

- - 1962 - La querelle du Rauracien. Remarque faite à la suite d'une note de A. Guillaume et G. Mascle. Bull. S.H.N.D., n° 64, fasc. 2.

- - 1965 - Les déformations miocènes du Jura ont-elles été précédées de glissements ? Ann. Sc. Univ. Besançon, 3e série, Géol., fasc. 1.

DREYFUSS M. & GLANGEAUD L. - 1950 - La vallée du Doubs et l'évolution tectonique dans la région bisontine. Ann. Sc. Univ. Besançon, tome V, fasc. 2, 16 pages.

DREYFUSS M. & THEOBALD N. & THIEBAUT J. - 1962 - Vue d'ensemble sur le Jura franc-comtois et la retombée méridionale des Vosges. Ann. Sc. Univ. Besançon, 2e série, Géologie, fasc. 16.

DUBOIS M. - 1959 - Le Jura méridional, étude morphologique. Sedes Paris.

DUPLAIX S. & GUILLAUME S. - 1963 - Etudes stratigraphiques et minéralogiques des formations tertiairès du Jura. Rev. de Géogr. Phys. et Géol. Dyna., janvier-Mars.

DUPLAIX S., GUILLAUME S. & LEFAVRAIS-RAYMOND A. - 1965 - Le Tertiaire de la Bresse - Stratigraphie et minéralogie, comparaison avec les régions voisines. Rev. de Géogr. Phys. et Géol. Dyna., vol. 7, fasc. 2

ENAY R. - 1960 - Les faunes bathoniennes et la limite Bathonien-Bajocien dans l'Ile Crémieux et le Bugey. C.R. Soc. Géol. Fr., p. 206.

ENAY R. - 1961 - Observations nouvelles sur le Lias supérieur et la limite Lias - Bajocien dans l'Ile Crémieux (Jura méridional tabulaire). Colloque sur le Lias français, p. 649-654. Mém. B.R.G.M., n° 4.

" - 1966 - Stratigraphie de l'Oxfordien du Jura. Thèse. Nouvelles archives du Muséum d'Hist. Nat. Lyon. Fasc. 8, t. 1 .

FOURNIER E. - 1915 - Les gites de fer et de manganèse des environs de Grachaux (Haute-Saône). Bull. S.H.N.D. n° 28.

GLANGEAUD L. - 1943 - Gravimétrie tectonique fine et structure profonde du Jura. C.R. Acad. Sc., t. CCXVI, p. 671-674.

" - 1944 - Le rôle des failles dans la structure du Jura externe (pincées, failles, plis et gouttières) Bull. S.H.N.D., n° 51, p. 17-38.

" - 1949 - Evolution morphotectonique du Jura septentrional dans le Miocène supérieur et le Pliocène. C.R. Acad. Sc., F. 229, p. 720-722.

" - 1949 - Les nouvelles théories sur la formation du Jura. Bull. S.H.N.D., n° 52, p. 5.

GOGUEL J. - 1948 - Essai d'interprétation de la prospection géophysique de la Bresse et du Bas-Dauphiné. B.R. G.G., n° 6

GUILLAUME A. & MASCLE G. - 1962 - A propos de l'Argovien - Rauracien du Jura. Bull. S.H.N.D., n° 64, fasc. 1. p. 19-24

HENRY M.J. - 1876 - L'Infralias de Franche-Comté. Thèse, Besançon, Imprimerie Dodivers, 155 p., 5 pl.

ILLIES H. - 1965 - Bauplan und Baugeschichte des Oberrhiengraben. Oberrhien, geol. Abh., n° 14.

JODOT D. - 1954 - Mollusques de petites dimensions des formations continentales, ludiennes, sannoisiennes et stampiennes du Jura méridional et de la Haute-Savoie. Bull. Soc. Géol. Fr., (6)4, p. 534-558.

JOURNAUX A. - 1956 - Les plaines de Saône et leurs bordures montagneuses. Thèse Lettres Caen. Caron & Cie Edit.

LAUGIER R. & THEOBALD N. - 1963 - Colloque sur le Trias de la France et de régions limitrophes. B.R.G.M., Mém., n° 15.

LAVIGNE J. - 1951 - De Saint-Laurent la Roche à Bourg. Bull.Soc. Géol. Fr., t. 1, p. 811-819.

LEFAVRAIS-RAYMOND A. - 1962 - Contribution à l'étude de la Bresse d'après les sondages profonds. Mém. B.R.G.M., n° 16.

- - - 1962 - Stratigraphie du Lias des sondages de la région de Lons-le-Saunier. Mém. B.R.G.M., n°4 p. 633-647

LIENHARDT G. - 1962 - Le Bassin houiller stéphanien de Lons-le-Saunier et ses morts-terrains. Mém. B.R.G.M., n° 9

LINDSTROM - 1962 - A structural study of the southern and of the french Jura. Reprinted from the Geological magazine vol. XCIX, n° 3, p. 193-207

MAGLIONE G. - 1965 - Contribution à l'étude géologique de la bordure du Jura entre Grusse et Cousance (Jura). Thèse 3e cycle, Besançon.

MARGERIE E. (de) - 1922 - Le Jura. Imprimerie Nationale, vol. 1, Bibliographie.

MILLOT G., PERRIAUX J. & LUCAS J. - 1961 - Bull. S.C.G.A.L., t. 14, fasc. 4, p. 91-100, Strasbourg.

MONTJUVENT G. - 1962 - Sur les cailloutis alpins des Dombes et de la Bresse. C.R. Soc. Géol. Fr., fasc. 8, p. 232-233.

PELLETIER M. - 1960 - Contribution à l'étude stratigraphique de la première série calcaire du Jura méridional (Aalénien supérieur - Bajocien). Trav. Labo. de Géologie, Lyon.

RICHE A. - 1893 - Etude stratigraphique du Jurassique inférieur du Jura méridional. Ann. Univ. Lyon. T.6, fasc. 3

RICOUR J. - 1962 - Contribution à une révision du Trias français. Thèse. Mém. Serv. Carte Géol. Fr., 471 p., 107 fig. 17 pl.

ROUTHIER P. - 1963 - Les gisements métallifères. Edition Masson & Cie.

SIGAL J. - 1962 - Contribution à l'étude du faisceau occidental du Jura bugeysan (feuille de Belley au 1/50.000). Bull. Serv. Carte Géol. Fr., n° 269, t. LIX.

SONDAGE R.A.P. - 1951 - J.R. 101, Document B.R.G.M., n° 1950/156

SONDAGE R.A.P. - 1951 - J.R. 103, Document B.R.G.M., n° 1951/193

SONDAGE R.A.P. - 1952 - B.R. 101, Document B.R.G.M.

SONDAGE M.D.P.A. - 1957 - Foissiat 1, Document B.R.G.M.

SONDAGE S.N.P.A. - 1965 - Cui 101 - Document S.N.P.A.

THEOBALD N. - 1961 - Stratigraphie du Lias de Franche-Comté. Colloque sur le Lias français. Mém. B.R.G.M., n° 4 p. 625-212.

THIRRIA M.G. - 1833 - Statistique minéralogique et géologique de la Haute-Saône. Outhenin Chalandre Fils Imprimeur, Besançon.

TINTANT H. - 1946 - L'âge de la Dalle Nacrée et de l'Oolite ferrugineuse du Jura méridional. C.R. Acad. Sc., t. 223, p. 98-99.

VINCIENNE H. - 1938 - Découverte de Foraminifères non remaniés dans le calcaire lacustre oligocène de Coligny (Ain). C.R. somm. Soc. Géol. Fr., n° 7, p. 119-121.

VINCIENNE H. - 1938 - Aperçu structural sur la bordure occidentale du Jura aux environs de Coligny (Ain).

C.R. somm. Soc. Géol. Fr., n° 8, p. 141-143

VINCIENNE H. - 1954 - Découverte du Ludien et du Sannoisien lacustres dans le Jura méridional. C.R. Somm. Soc. Géol. Fr., n° 13, p. 342-343.

WEGMANN E. - 1957 - Tectonique vivante, dénudation et phénomènes connexes. Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyna., F 2(2)1, fasc. 1, p. 3-15.

- - 1960-1963 - Le Jura plissé dans la perspective des études sur le comportement des socles. Mém. Soc. Géol. Fr., Hors série, Livre à la mémoire de P. Fallot, t. 2, p. 99.

INDEX DES LIEUX CITES

	x	y	z
Allonal	832,25	164,64	305
Athignat	834	144,50	340
Barezia	838,61	153,22	335
Bourcia	836,33	155	360
Broissia	838	157,74	348
Cessia	832,38	161,66	343
Champs Picquencus	831,49	162,30	240
Charmoux	831,28	158,91	287
Chateau de la Verjonnière	831,61	152,96	235
Chazelles (Moulin d'en Haut)	830,92	160,22	235
Chevignat	834,49	152,30	310
Civria	834,96	154,66	373
Clériat	830,76	156,85	260
Col des Justices	835,61	146,32	563
Coligny (Le Chateau	831,54	158,50	310
Côte du Frênet	837,75	154,23	430
Courmangoux	833,51	152,36	288
Cuisiat	835,09	149,06	336
Dalle	838,30	150,60	349
Dancia	836,61	152,90	392
Dingier	833,16	155,80	440
Ecuria	834,22	161,22	490
Epy	835,45	158,27	382
Fond du Coutaret	830,65	159,42	225
Fontaine des Malades	833,15	145,14	275
Gouffre de Civria	834,96	153,94	425
Grotte à l'Ours	836,67	149,96	760
Grotte de la Balmette	834,14	145,71	340
Grotte de la Cabatane	835,40	145,10	525
Grotte de Salavre	832,86	156,44	350
La Boissière	837,08	154,95	455
Laneria	835,46	157,18	380
Lassera	839,28	149,54	325
La Rongière	830,62	159,42	235
L'Aubespin	833,24	164,49	480
La Ville sous Charmoux	831,06	159,30	255

	x	y	z
Le Molard (Coligny)	830,89	157,42	265
Le MoLard (Verjon)	831,51	154,60	276
Les Granges Vittes	830,56	162,56	244
Le Vernay	830,48	161,66	260
Lomont (Chateau du)	835,93	148,70	625
Maleverdet	830,44	158,22	235
Montfleur (Chateau)	838,52	152,60	390
Mont Myon	835,62	152,18	661,8
Mont Nivigne	836,68	150,08	777
Mont Orient	831,46	162,79	295
Moulin Thorel	833,61	141,48	265
Nanc	832,18	162,74	325
Nantey	836,60	161,13	402
Plantaglay	832,50	144,40	280
Poisoux	834,06	156,82	450
Pouillat	838	152,28	365
Pressiat	834,68	151,58	345
Roissiat	833,48	153,22	280
Ruilla (Ferme)	830,70	161,96	250
Saint-Amour (Eglise)	830,92	163,98	245
Saint Jean d'Etreux	832,26	160,46	425
Salavre	831,61	156	245
Senaud	833,96	159,70	410
Source de la Serre	834,08	147,14	275
Source du Solnan	832,60	153,66	230
Sur la Corne (Dancia)	836,92	152,77	420
Thoissia	835	162,64	485
Treffort	834,64	145,77	300
Trevet (Ferme de)	830,62	177,28	240
Usine Fiffod (Saint-Amour)	831,19	163,89	245
Vergongeat	833,08	158	530
Verjon (Chateau)	832	153,74	240
Verjon (Cimetière)	831,27	154,28	240
Villette-les-Saint-Amour	832,32	163,30	370

TABLE DES PLANCHES ET DES FIGURES

------oOo------

A-Figures du texte

Pages

- Coupe de l'Usine Fillod (Saint-Amour), à la limite Ouest des lanières de Jurassique moyen..... 98
- Croquis géologique sur le flanc Ouest de l'anticlinal de Nanc Salavre entre Cessia et Saint-Jean d'Etreux..... 104
- Croquis des petits décrochements du flanc Nord du synclinal de Courmangoux.....108
- Croquis de la zone tectonisée à proximité de la faille F 31, sur la route de Bourcia à Montfleur..... 116
- Croquis explicatif de la structure de Verjon-Pressiat.... 128

B - Planches hors texte

Pl. I - Plan de situation au 1/100.000

Pl. II - Plan de situation des principaux gisements tertiaires

Pl. III - Carte géologique au 1/20.000 et coupes (pochette de couverture

Pl. VI - Carte géologique schématique

Pl. V - Coupes géologiques au 1/20.000 (n° 9 à 12)

Pl. VI - Carte tectonique

Pl. VII - Carte électrotellurique

Pl. VIII - Carte de l'anomalie de Bouguer

Pl. IX - Esquisse géomorphologique

Pl. X - Carte hydrologique

TABLE DES MATIERES

---oOo---

	Pages
INTRODUCTION	1
STRATIGRAPHIE	3
I - Le Secondaire	4
A - Le Trias	4
B - Le Lias	5
C - Le Jurassique moyen	12
1°) Le Bajocien	13
2°) Le Bathonien	20
D - Le Jurassique supérieur	26
1°) Le Callovien	26
2°) L'Oxfordien	29
3°) L'Argovien	31
4°) Le Séquanien	32
5°) Le Jurassique supérieur indifférencié	36
E - Le Crétacé	37
II - Le Tertiaire	39
A - Introduction	39
B - Les sédiments antépliocènes bressans	40
1°) La région de Coligny	40
2°) Les affleurements de Saint-Amour	46
3°) " " du ravin de Ruilla	48
4°) " " de Chazelles	51
5°) " " de Salavre et de Verjon	55
6°) " " de Courmangoux	57
7°) " " de Pressiat et de Cuisiat	60
8°) " " de Treffort	61
9°) Les sondages de Bresse	64
10°) Conclusion générale sur les dépôts tertiaires antépliocènes du Sud du Bassin bressan entre Saint-Amour et Treffort	67
C - Les sédiments pliocènes bressans	72
D - Les remplissages du Karst jurassien	81
1°) Le Miocène continental	81
2°) Le Pliocène sidérolithique	89
E - Les formations superficielles	91
1°) Les argiles à chailles	91
2°) Les éboulis et les brèches de pente	91
3°) Les alluvions modernes	92
TECTONIQUE	93
Introduction	93
I - La Plaine bressanne	94
A - Le recouvrement pliocène	94
B - Les synclinaux tertiaires	94
II - La zone des lanières de bordure	95
A - Limites de la zone des lanières de bordure	95

Pages

B - Le synclinal de Nanc..... 97
C - Les lanières de Jurassique moyen et leur prolongement vers le Sud..... 98
D - Les lanières frontales de Jurassique supérieur. 101
E - Accidents transversaux..... 102

III - La zone des plis de bordure..... 103
A - L'anticlinal de Nanc Salavre..... 103
B - Le synclinal de Dingier..... 106
C - La pincée de Senaud - Dingier..... 106
D - L'anticlinal de la Mouria..... 107
E - La pincée de Poisoux..... 107
F - Le synclinal de Courmangoux..... 108
G - L'effondrement de Civria..... 109
H - L'anticlinal de Treffort..... 109
I - La pincée de Treffort..... 110
J - L'anticlinal d'Attignat..... 110
K - L'anticlinal de Mont Myon..... 111
L - Le synclinal de Bourcia..... 113
M - La pincée de Dancia..... 114

IV - La retombée vers le Suran..... 115
A - La faille F 31..... 115
B - Le monoclinal de Pouillat Dalle..... 117
C - Le synclinal de Dalle..... 117
D - L'anticlinal de Dalle..... 118
E - La faille F 33..... 119
F - L'anticlinal de la Boissière..... 119
G - Le monoclinal de Montfleur..... 120

CONCLUSION TECTONIQUE..... 121
I - La partie chevauchée : essai d'interprétation..... 121
1°) La tectonique de surface..... 121
2°) Les données de la géophysique..... 122
3°) Les résultats des sondages profonds..... 123
4°) Conclusion sur la partie chevauchée..... 125

II - Le Jura..... 126
1°) Etude de quelques surfaces listriques..... 126
2°) Essai de datation relative des différents accidents... 127

III - Les problèmes de cette tectonique..... 128

MORPHOLOGIE ET HYDROLOGIE..... 130
I - Morphologie..... 130
1°) La surface éocène..... 130
2°) La surface pontienne..... 130
3°) Les éléments postérieurs aux surfaces tertiaires 131
4°) Conclusion..... 132

Pages

II - Hydrologie..... 132
1°) La zone bressanne..... 133
2°) Les bassins fermés..... 135
3°) Le bassin du Suran..... 135
4°) Conclusion..... 136

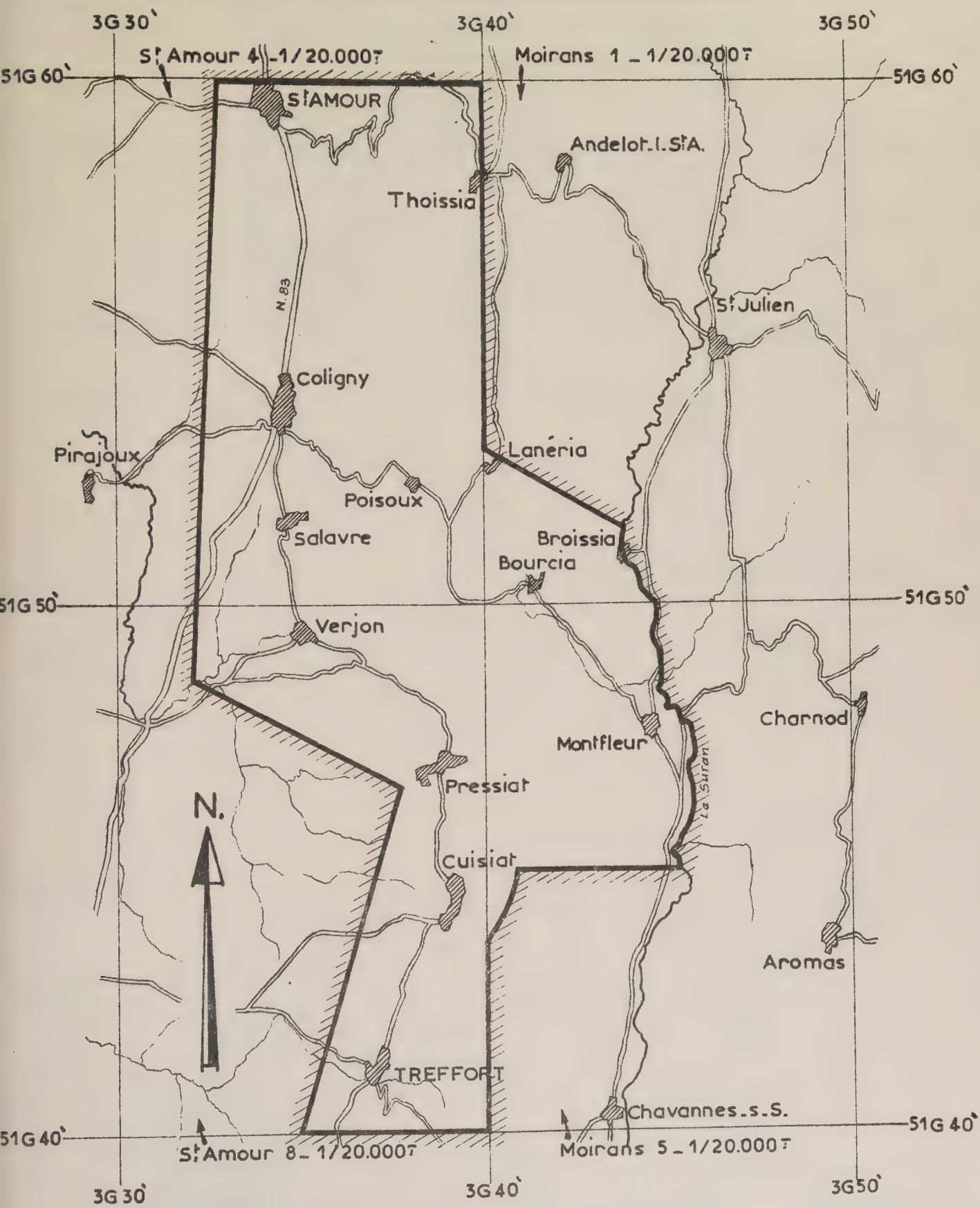
CONCLUSION GENERALE..... 137

LISTE DES AUTEURS CITES ET DES OUVRAGES CONSULTES..... 140

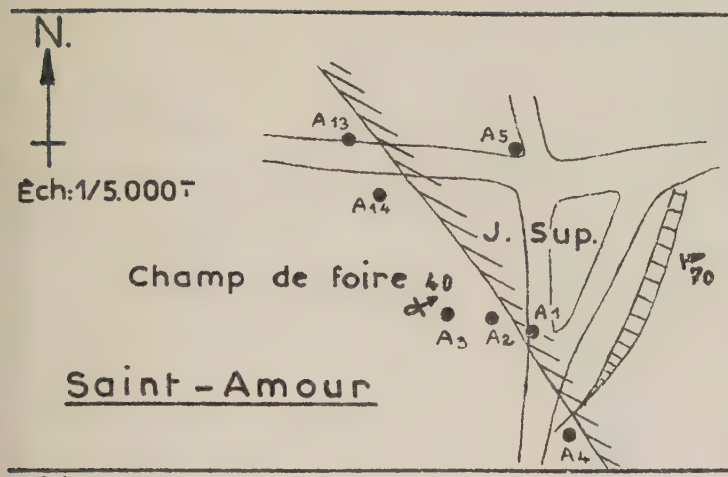
INDEX DES LIEUX CITES..... 147

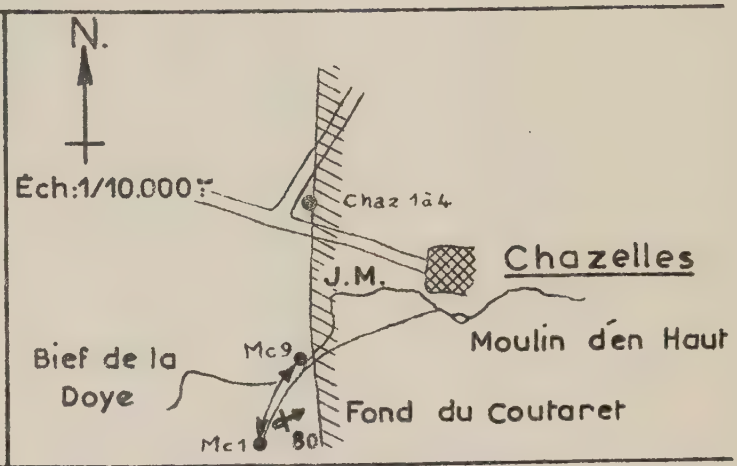
Pl. I

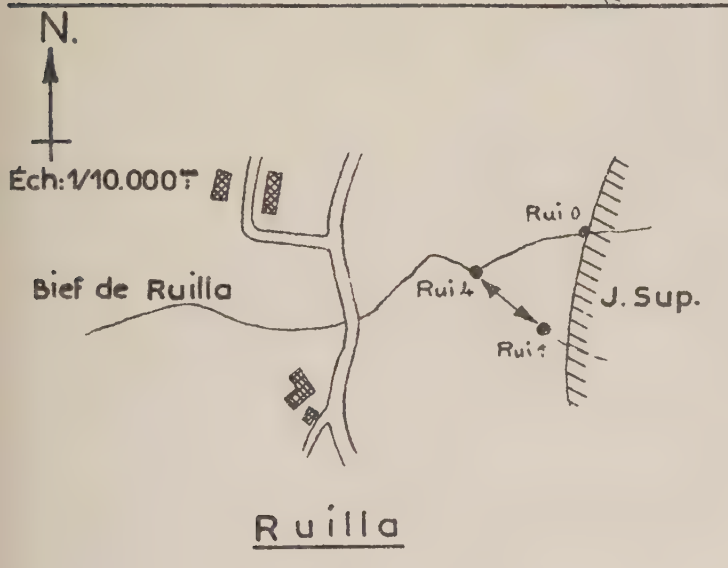
PLAN DE SITUATION au 1/100.000ème

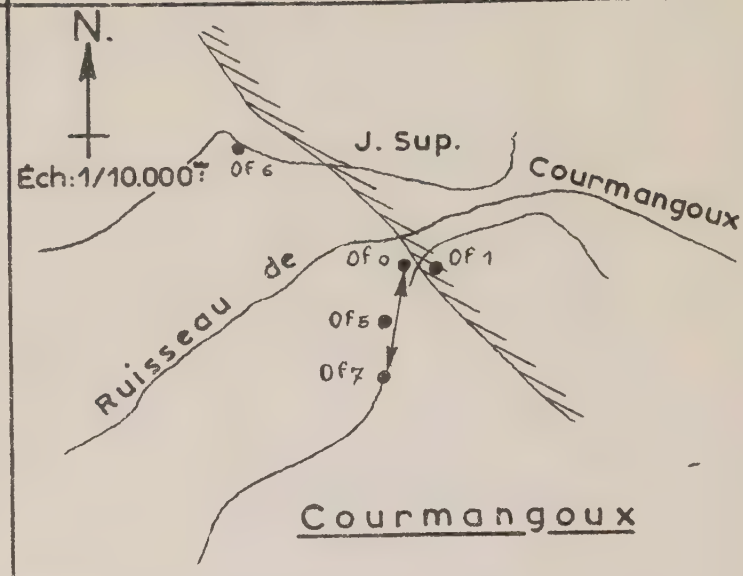


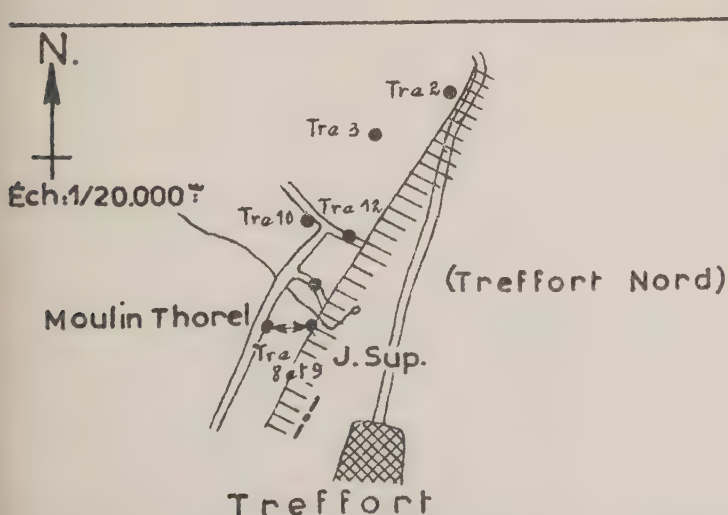
Plan de situation des principaux gisements tertiaires et N°s d'échantillons.

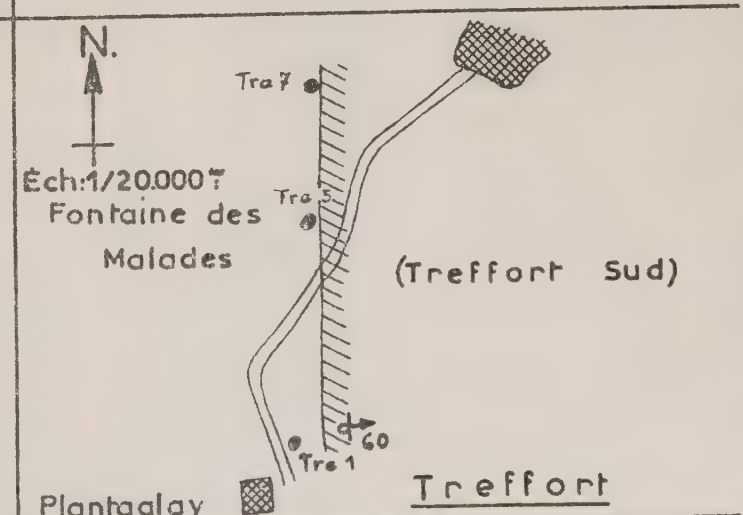




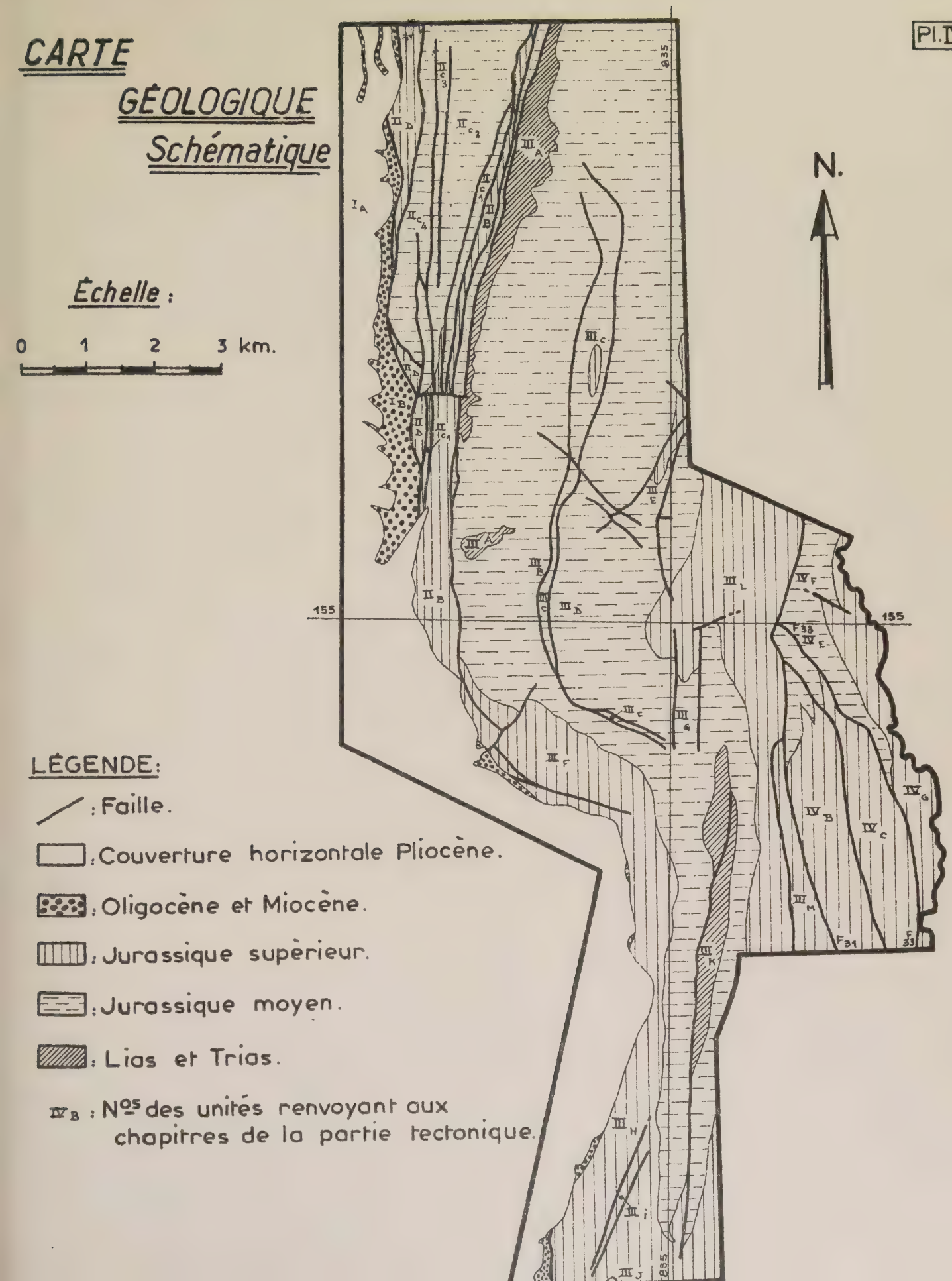






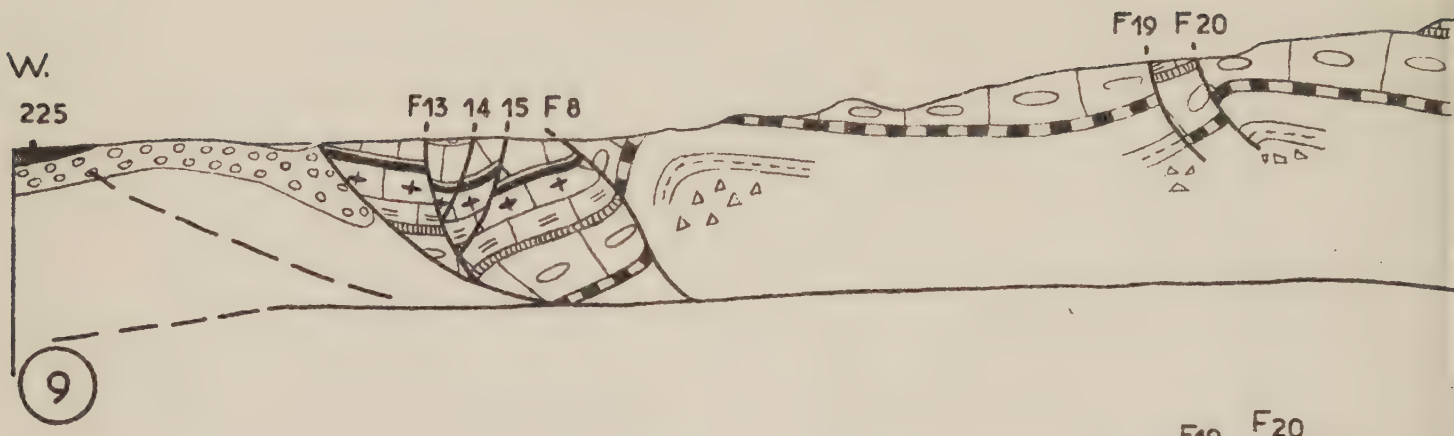


CARTE GÉOLOGIQUE Schématique

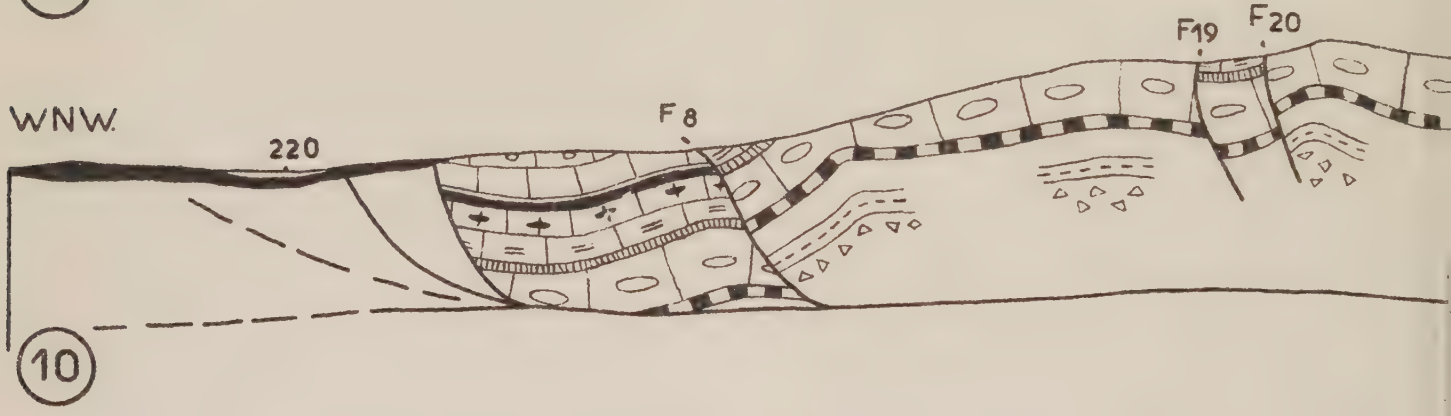


COUPES GÉOLOGIQUES

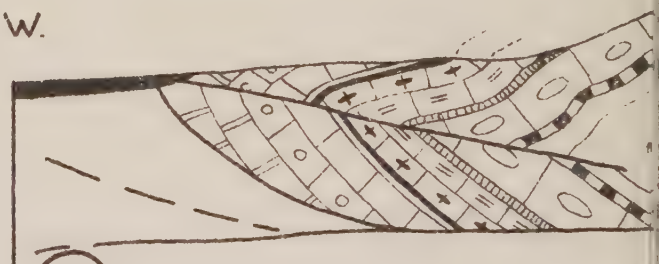
au 1/20.000ème



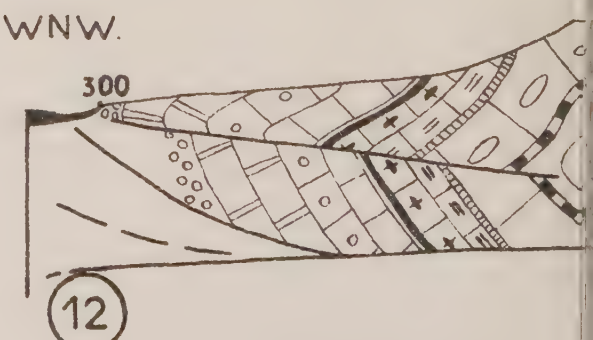
9



10

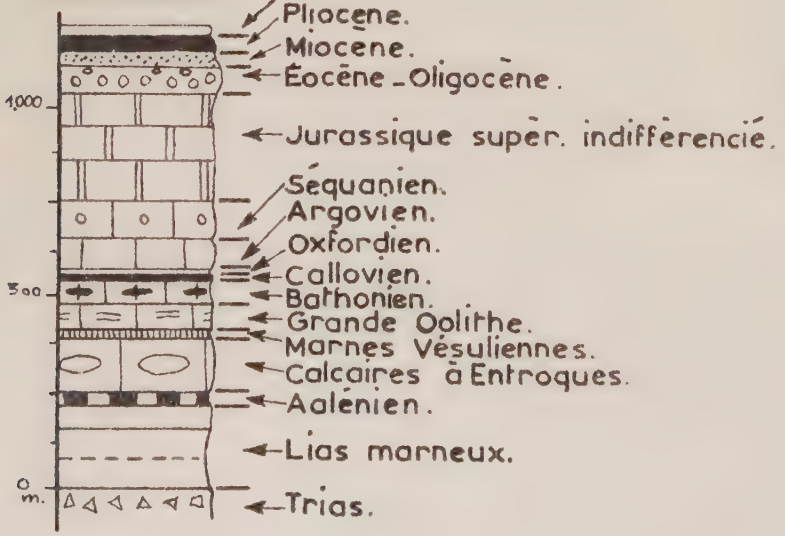


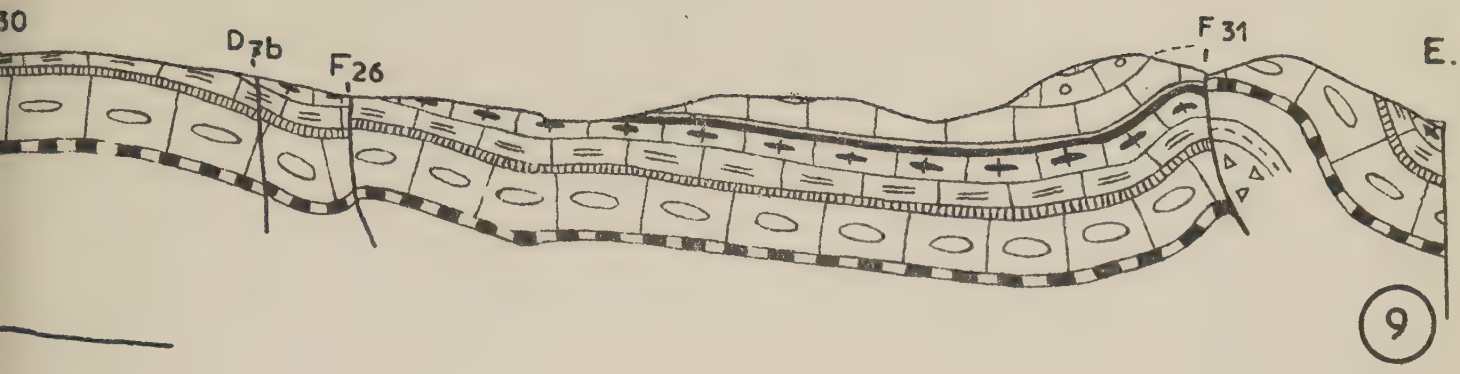
11



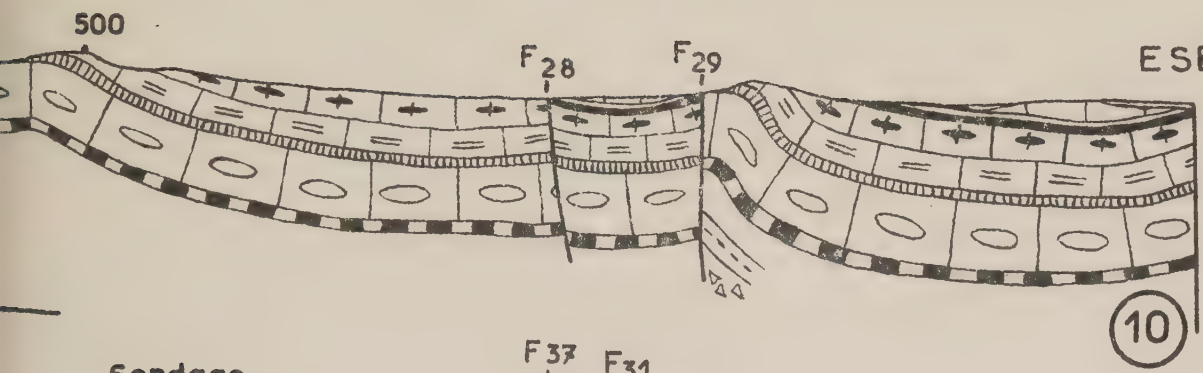
12

LÉGENDE:

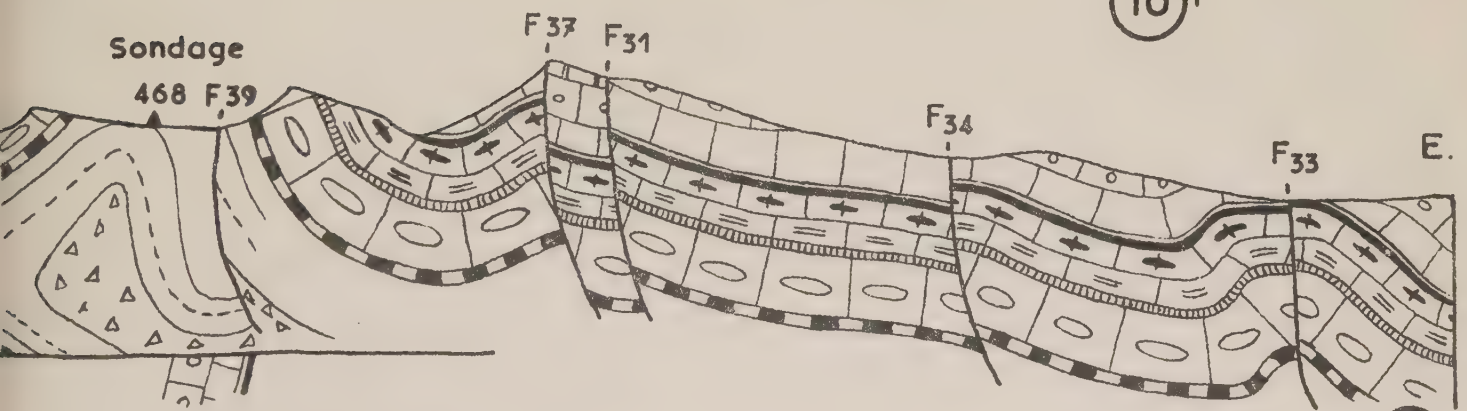



30
D7b
F26
F 31
E.

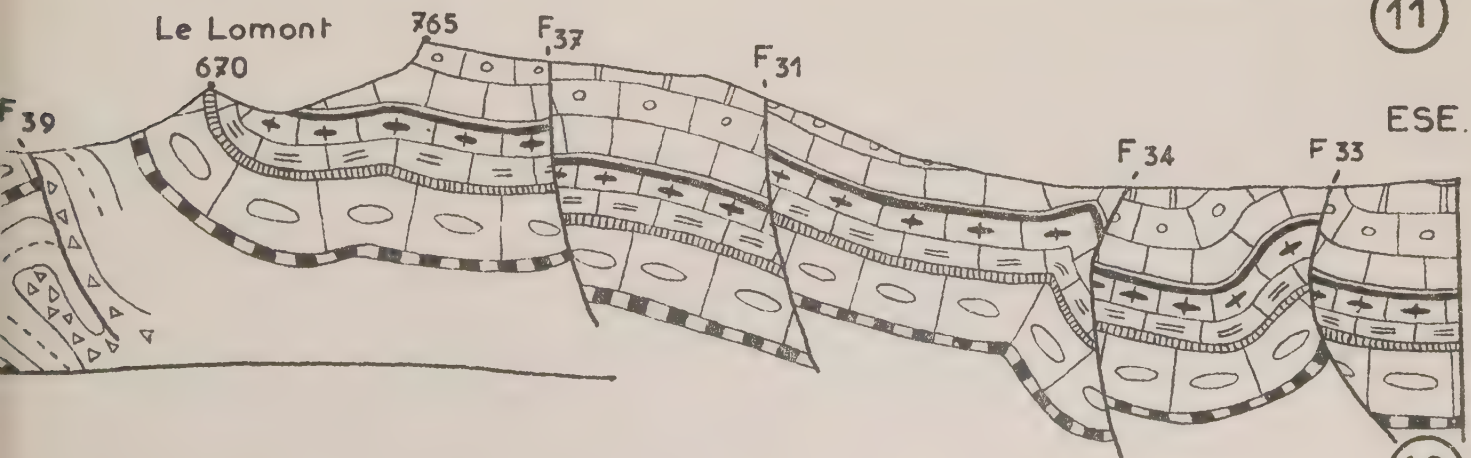
9


500
F28
F29
ESE.

10


Sondage
468 F39
F37
F31
F34
F33
E.

11

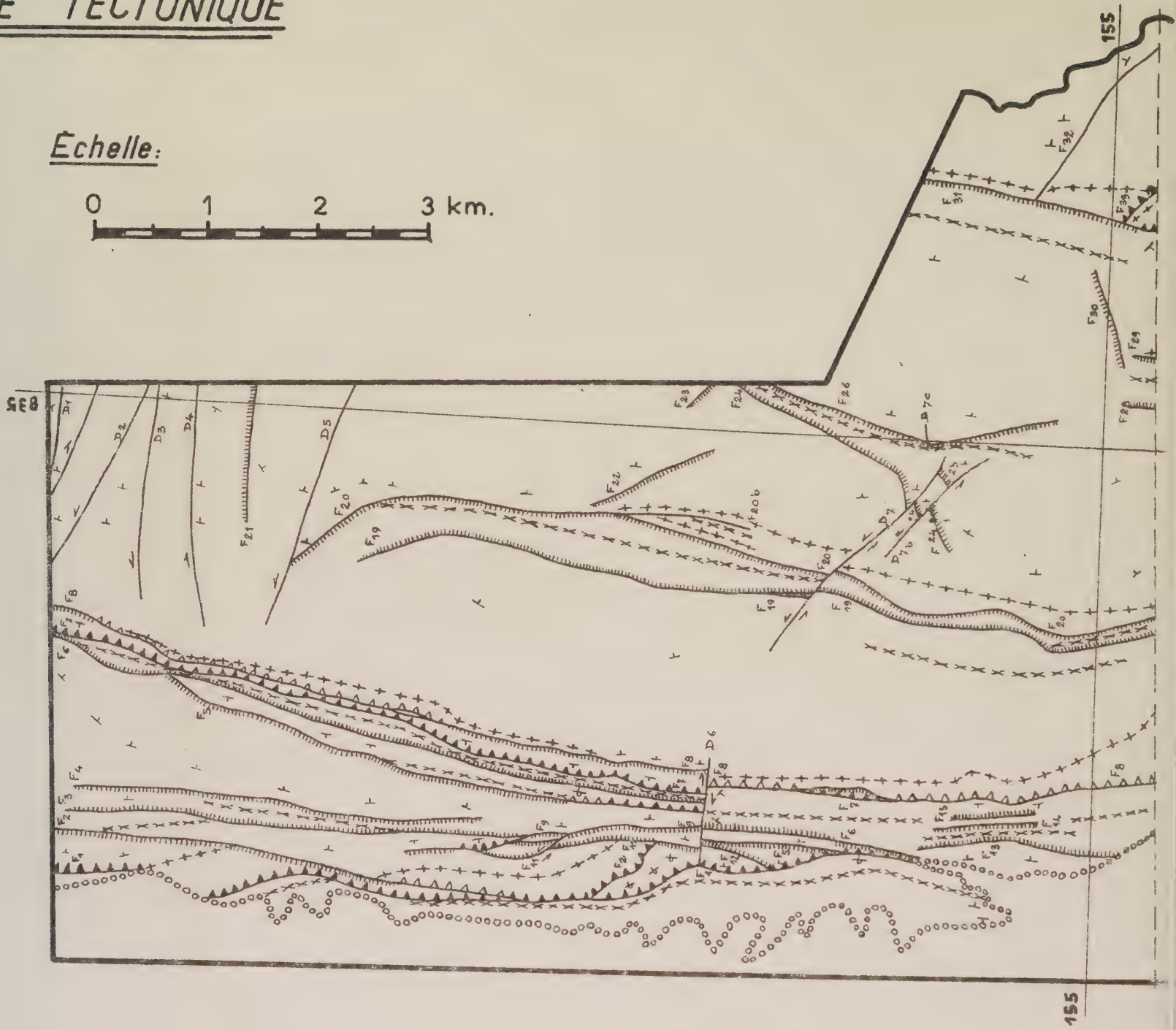

Le Lomont
765
670
F37
F31
F39
F34
F33
ESE.

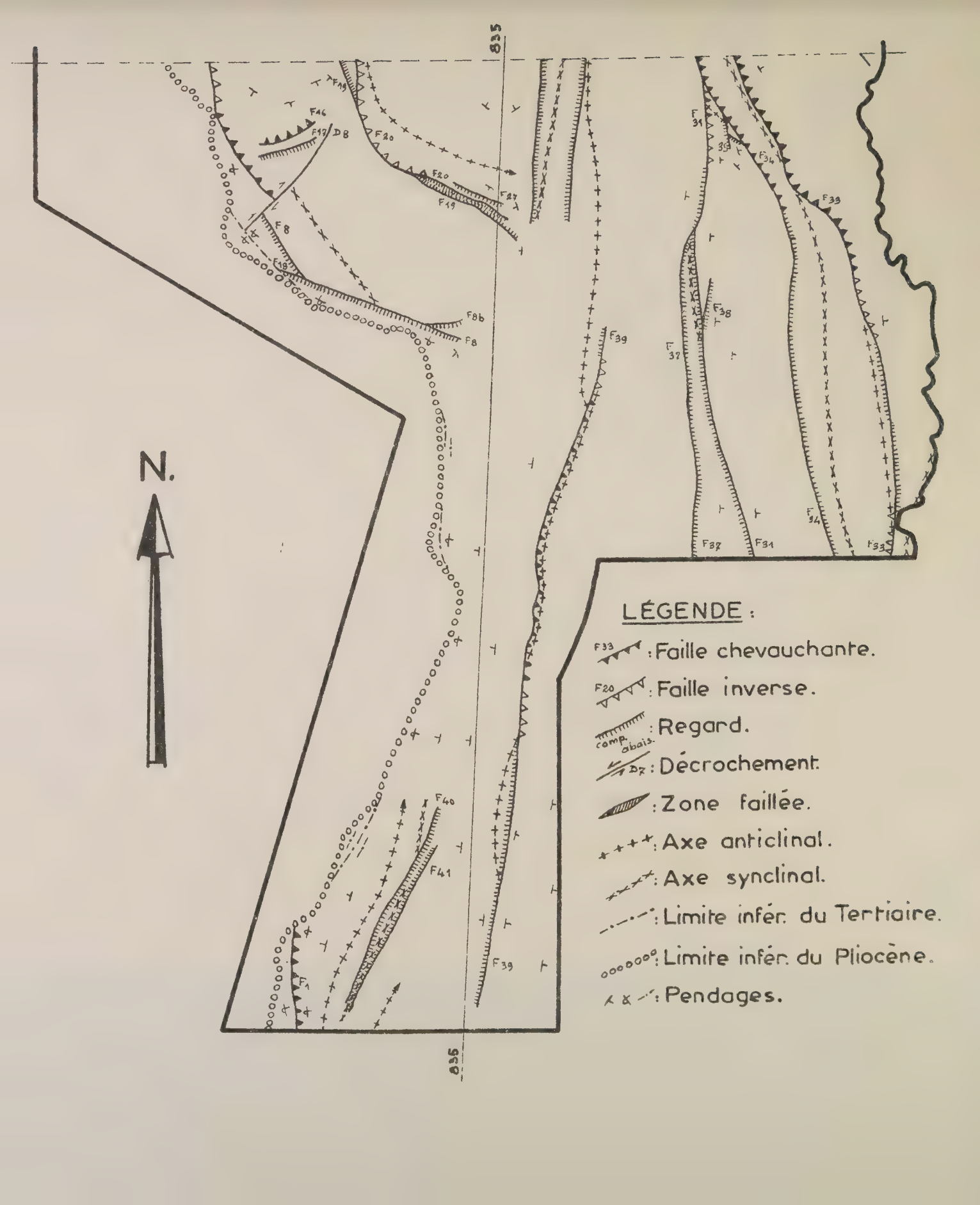
12

CARTE TECTONIQUE

Echelle:

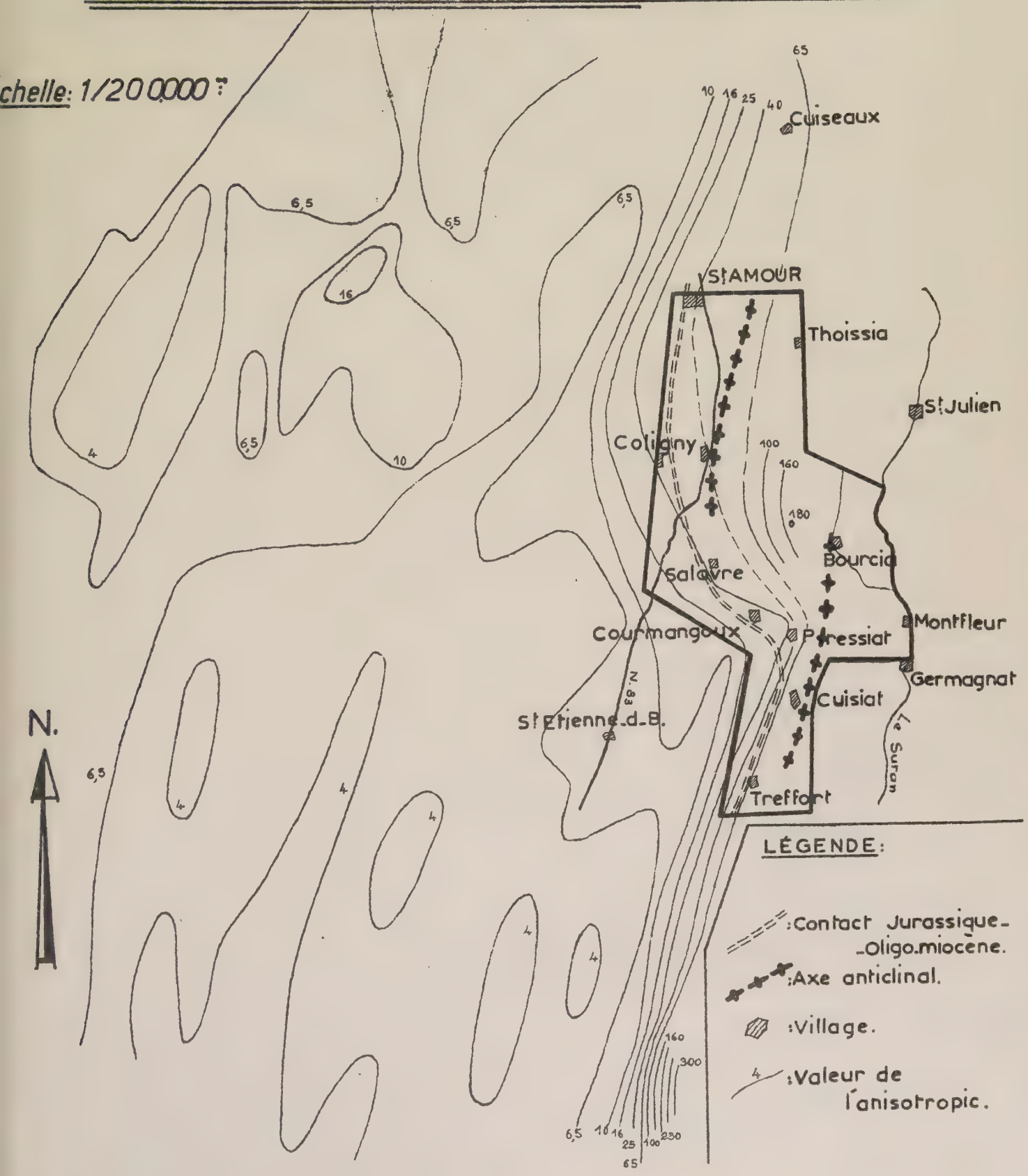
0 1 2 3 km.




835
F46
F42
DB
F40
F20
F19
F8
F18
F8b
F8
F39
F31
F38
F37
F34
F33
N.
F40
F41
F1
F39
835
LÉGENDE :
F33 : Faille chevauchante.
F20 : Faille inverse.
comp. abais. : Regard.
Dz : Décrochement.
: Zone faillée.
: Axe anticlinal.
: Axe synclinal.
: Limite infér. du Tertiaire.
: Limite infér. du Pliocène.
: Pendages.

Carte électrotéllurique du contact Jûra-Bresse entre Saint Amour et Treffort d'après J. Goguel.

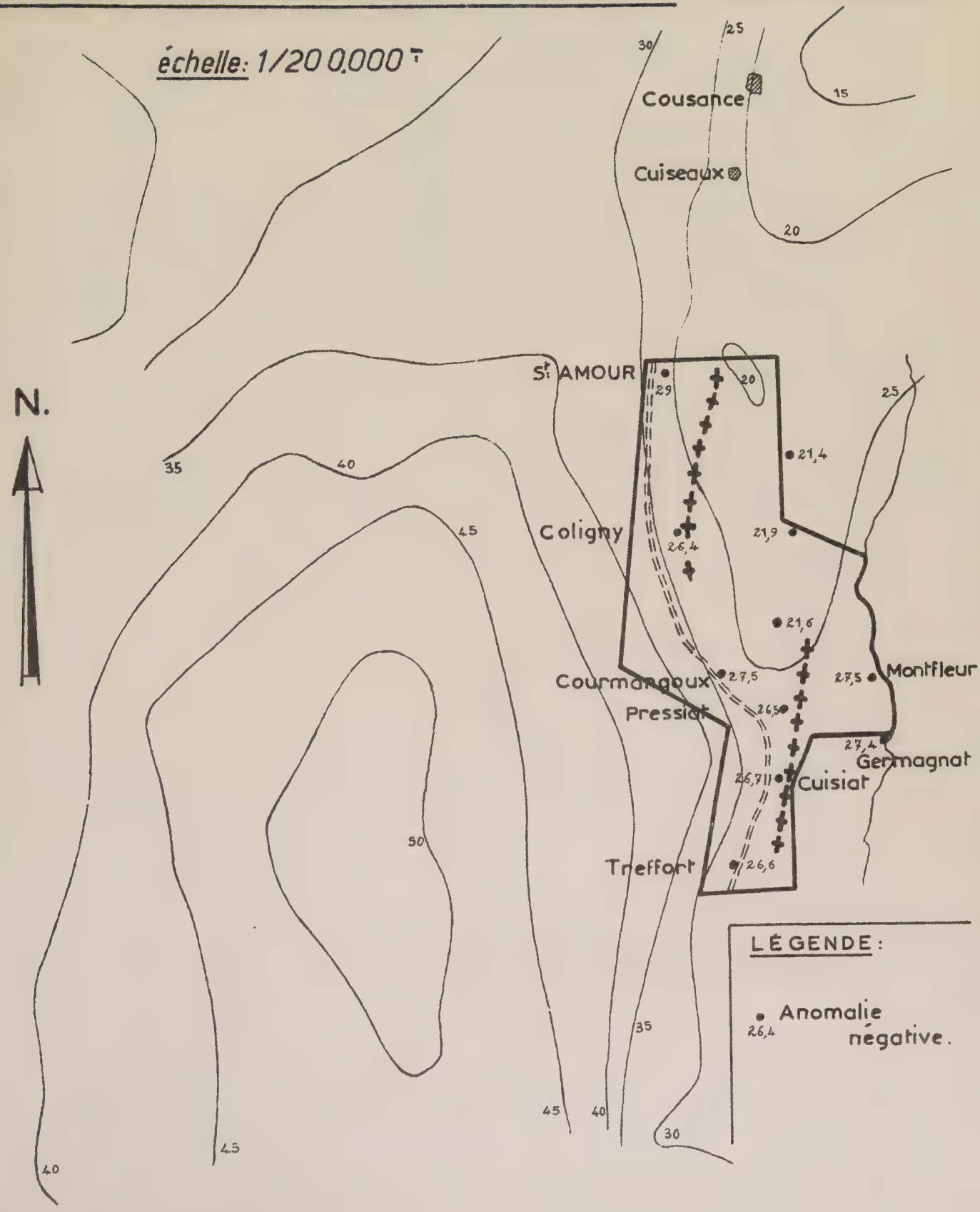
Echelle: 1/200.000e



LÉGENDE:

- : Contact Jurassique-Oligo.miocène.
- : Axe anticlinal.
- : Village.
- 4 : Valeur de l'anisotropie.

Anomalie négative de Bouguer. Carte du contact Jura-Bresse entre Saint-Amour et Treffort d'après J. Goguel

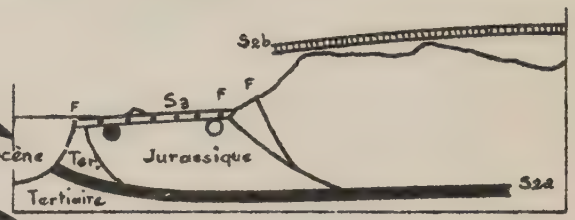


ESQUISSE GÉOMORPHOLOGIQUE

Pl. IX

LÉGENDE:

- : Plaine bressanne.
- : Dépots du karst pontien.
- : Dépots du karst pliocène.
- : Grotte de la surface pontienne.
- : Argile à chailles.
- : Traces du karst éocène
- : Témoins de la surface pontienne
- : Cuesta du Jurassique moyen.
- : Reculée cluse de Salavre.
- : Limite de surface.



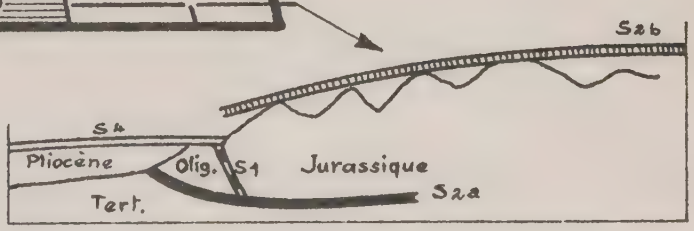
Surface polygénique (miocène où quaternaire) partiellement démantelée

Zone de démantèlement de la surface pontienne déformée.

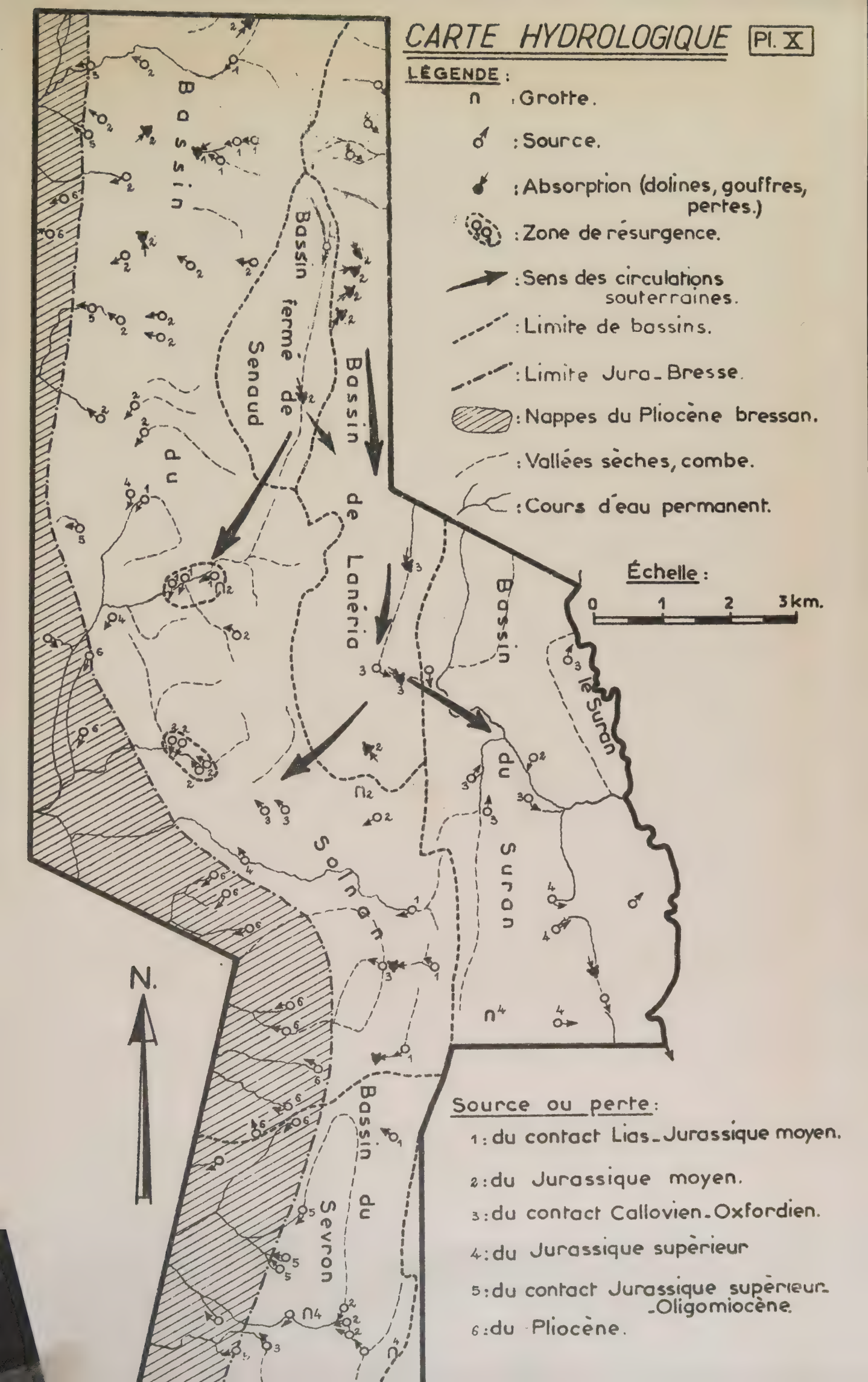
Surface pontienne déformée et structural

N.

0 1 2 3 km.



- : Surface éocène.
- : Surface pontienne chevauchée.
- : Surface pontienne chevauchante.
- : Surface polygénique miocène à quaternaire.
- : Surface quaternaire
- F : Faille.


CARTE HYDROLOGIQUE
Pl. X
LÉGENDE :
: Grotte.
: Source.
: Absorption (dolines, gouffres, pertes.)
: Zone de résurgence.
: Sens des circulations souterraines.
: Limite de bassins.
: Limite Jura-Bresse.
: Nappes du Pliocène bressan.
: Vallées sèches, combe.
: Cours d'eau permanent.
Échelle :
0 1 2 3 km.
Bassin du Senaud
Bassin fermé de Lanéria
Bassin du Suran
Bassin du Sevron
N.
Source ou perte :
1 : du contact Lias-Jurassique moyen.
2 : du Jurassique moyen.
3 : du contact Callovien-Oxfordien.
4 : du Jurassique supérieur
5 : du contact Jurassique supérieur-Oligomiocène.
6 : du Pliocène.